

GEOLOGIE DER BRIGELSERHÖRNER

(Bündnerisches Vorderrheintal)

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der Philosophischen Fakultät II

der Universität Zürich

von

PETER PAUL KÄCH

aus Bolken (SO)

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. Rudolf Trümpy

Zürich 1972

1973

GEOLOGIE DER BRIGELSERHÖRNER

(Bündnerisches Vorderrheintal)

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der Philosophischen Fakultät II

der Universität Zürich

von

PETER PAUL KÄCH

aus Bolken (SO)

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. Rudolf Trümpy

Zürich 1972

Vorwort

1. Einleitung

1.1 Geographische Lage

1.2 Problemstellung und geologischer Ueberblick

2. Petrographie der kristallinen Gesteine

2.1 Methodisches

2.2 Das Aarmassiv

2.21 Allgemeines

2.22 Granodiorit

2.23 Rhyolithe

2.24 Diorite

2.25 Puntegliasgranit

2.26 Glimmerschiefer und -fels

2.27 Aplite-Pegmatit-Zone

2.28 Aplitischer Granodiorit

2.29 Syenodiorite

2.3 Das Tavetscher Zwischenmassiv

2.31 Allgemeines

2.32 Diskussion der Hypothesen von F. Weber und R. Staub über die Stellung des Kristallins östlich der Linie Val Flem - Brigels

3. Stratigraphie

3.1 Allgemeines

3.2 Verrucano der Cavistrau-Decke

3.3 Trias

3.31 Melserserie

3.32 Rötiserie

3.33 Quartenserie

3.4 Dogger

3.41 Aarmassivischer Dogger

3.42 Dogger der Cavistrau-Decke

3.5 Malm

4. Tektonik

4.1 Allgemeines

4.2 Südliches Aarmassiv und Cavistrau-Decke

4.21 Teilanalyse der Bewegungsabläufe anhand eines Schemas

4.22 Tektonische Detailprofile durch die Gipfelkette

4.23 Die alpin-tektonische Ueberprägung des südlichen Aarmassivs

4.3 Frisal-Mulde

4.4 Disentiser-Mulde

4.5 Tavetscher Zwischenmassiv

4.6 Korrelation der tektonischen Elemente beidseits der Val Flem

4.7 Diskussion der Val Flem - Querstörung

4.8 Diskussion der wichtigsten Hypothesen über den Bau der Brigelserhörner

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Professor R. TRÜMPY im Sommer 1962 begonnen. Die Feldaufnahmen erstreckten sich über vier Sommerperioden. Die Auswertung der Aufnahmen erfolgte am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich. Dort sind auch die Belegsammlung und die Feldkartierung deponiert.

An erster Stelle möchte ich Herrn Professor TRÜMPY für seine grosse Unterstützung herzlich danken.

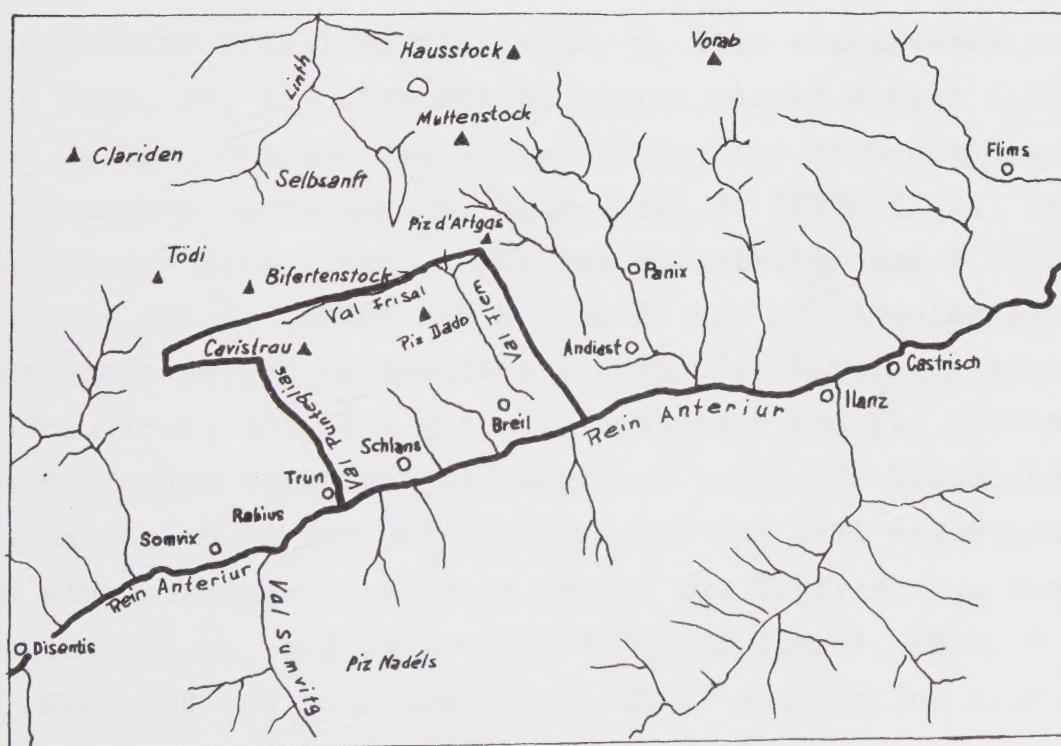
Grossen Dank schulde ich auch den Herren Professoren A. GANSSEER, E. DAL VESCO und R. HANTKE.

Besondern Dank aber schulde ich meinen Eltern, die mir dieses Studium ermöglichten.

1. Einleitung

1.1 Geographische Lage

Die Brigelserhörner bauen die ENE verlaufende Gipfelkette auf, welche südöstlich der eigentlichen Tödigruppe, zwischen den beiden Quertälern der Val Punteglias und der Val Flem gegen das bündnerische Vorderrheintal vorspringt. Die Abgrenzung des kartierten Gebietes geht aus der Figur 1 hervor. Die Orts- und Flurnamen wurden den Blättern Tödi, Flims, Trun und Ilanz der Landeskarte der Schweiz 1 : 25'000 entnommen. Als topographische Unterlagen zur Detailkartierung dienten mir Vergrösserungen dieser Blätter im Massstab 1 : 10'000.



Figur 1 Geographisches Übersichtskärtchen



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507210_0041

1.2 P r o b l e m s t e l l u n g u n d g e o l o g i s c h e r U e b e r b l i c k

"..... Ich habe die Brigelserhörner von allen Seiten in der Nähe wie aus der Ferne untersucht. Die Aufschlüsse sind gut, die wichtigeren Beobachtungen sind mehrfach wiederholt. Ich habe mir ein Relief angefertigt, und alle Beobachtungen eingetragen, ich habe viele Stunden, vertheilt auf bald 10 Jahre, über das Problem nachgedacht, es hat die Herausgabe meines Buches verzögert, aber ich verstehe es heute so wenig als da ich zuerst auf den Widerspruch stiess. Vielleicht ist die Lösung des Räthsels in irgend einer scheinbar unbedeutenden lokalen Erscheinung angedeutet, die mir entgangen, oder die vielleicht unzugänglich ist, so lange wir nicht fliegen können....."

Diese Worte ALBERT HEIM's (1878, p. 119) charakterisieren die Probleme, die sich mir zu Beginn meiner Arbeit stellten zur Genüge. Obschon das Gebiet wiederholt kartographisch aufgenommen wurde nach A. HEIM durch F. WEBER (1924) und in neuerer Zeit (1948) durch die Mitarbeiter von R. HELBLING (namentlich B. ESCHER und E. WEBER) als photogeologische Detailkartierung im Massstab 1 : 25'000, blieb der geologische Aufbau trotz den sehr guten Aufschlüssen und der einfachen helvetischen Stratigraphie ungeklärt, und die bestehenden tektonischen Karten und Profile sind zum Teil widersprüchlich. In einem späteren Abschnitt werden die Theorien der verschiedenen Autoren, angefangen mit THEOBALD über A. HEIM, F. WEBER, R. HELBLING und schliesslich R. STAUB ausführlich diskutiert.

Die für ein klassisches Gebiet des Helvetikums eigenartige Situation beruhte - wie sich das nun herausstellte - hauptsächlich auf der relativ schweren Zugänglichkeit dieser

Gebirgskette. Der komplizierten Detailtektonik der Gipfelpartien war nur mit einer erneut verfeinerten kartographischen Aufnahme beizukommen. Diese Aufnahme der Gipfelkette gestaltete sich aus alpinistischen Gründen relativ mühsam und zeitraubend und erstreckte sich über drei volle Sommerperioden, wogegen die Kartierung der tieferliegenden Gebiete in einem Sommer abgeschlossen werden konnte.

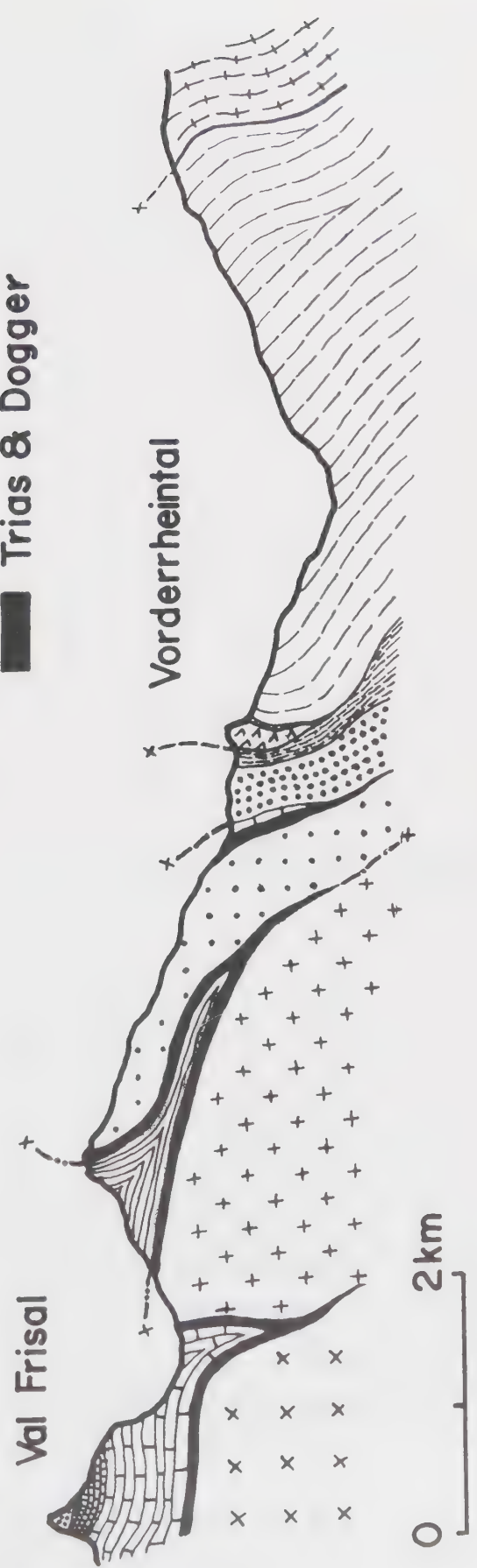
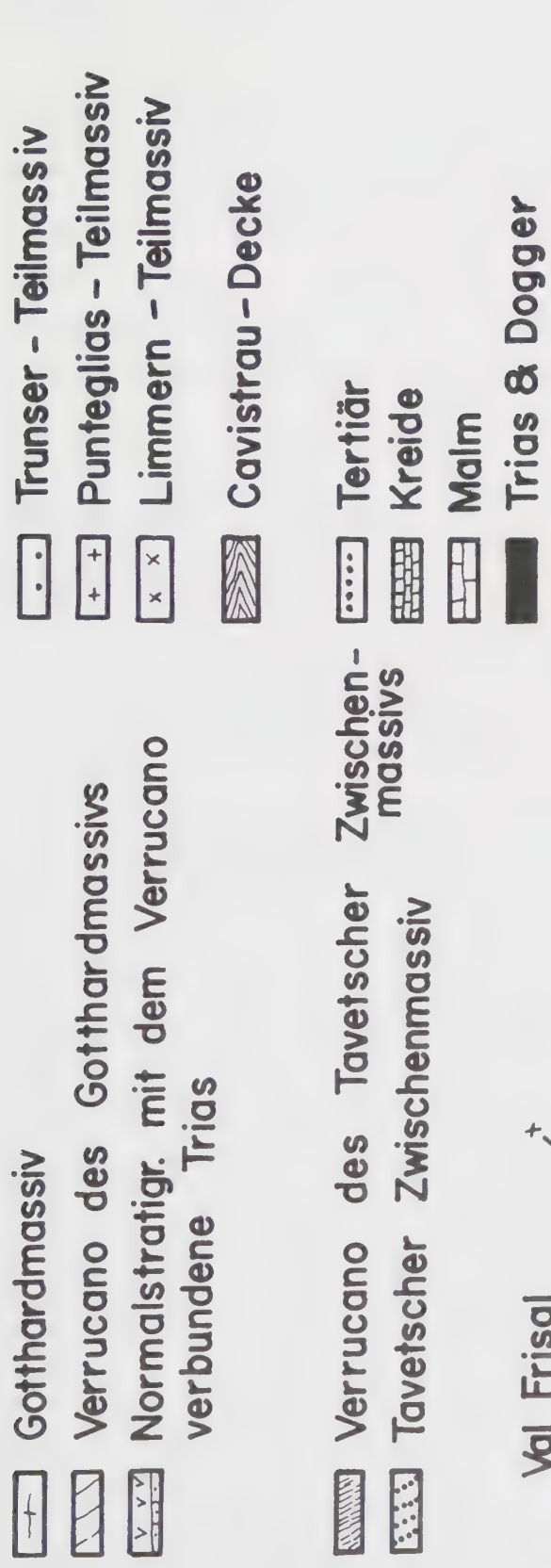
Die anfänglich scheinbar unzusammenhängende Tektonik der einzelnen Gipfel liess sich schliesslich widerspruchsflos auf ein relativ einfaches Bauprinzip zurückführen.

Eine zweite Hauptaufgabe bestand sodann darin, den tektonischen Zusammenhang mit den östlich und westlich angrenzenden Gebieten herzustellen; ein Problem, das sich vor allem im E als schwierig erwies und dort nur eine mehr oder weniger hypothetische Lösung zuliess.

Etwas ausführlicher wurde nebenbei auch die Sedimentserie der Cavistrau-Decke und das aarmassivische Altmesozoikum beschrieben, während auf die kristallinen Gesteine des Tavetscher Zwischenmassivs und des Aarmassivs nur oberflächlich eingegangen wurde, da in der vorliegenden Arbeit vor allem die tektonischen Probleme berücksichtigt wurden.

Auf eine Beschreibung des zwischen Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv liegenden Verrucanos wurde verzichtet, da dieser mit seinen hangenden triadischen und liasischen Sedimenten eine Einheit darstellt und somit als Ganzes behandelt werden muss, was aber über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinausgehen würde.

In Figur 2 ist der für das Verhältnis des petrographischen- und stratigraphischen Teils dieser Arbeit unerlässliche



Figur 2

tektonische Ueberblick schematisch dargestellt.

Im SE-NW Querprofil erscheinen die tektonischen Einheiten in folgender Reihenfolge:

1. Das Gotthardmassiv, in meinem Aufnahmegebiet vertreten durch seinen Verrucano und der, stratigraphisch damit verbundenen Trias.
2. Das Tavetscher Zwischenmassiv, aus Kristallin und Verrucano bestehend.
3. Das Aarmassiv, mit kristalliner Unterlage und altmesozoischer, respektive mesozoisch-tertiärer Sedimenthülle, aufgespalten in:

- Trunser-Teilmassiv
 - Punteglias-Teilmassiv
- } Südliches Aarmassiv
- Limmern-Teilmassiv, hier den zentralen Hauptkörper des Aarmassivs darstellend

Die Massive und Teilmassive sind durch trennende Sedimentmulden voneinander abgegrenzt.

Die Disentiser-Mulde, aarmassivisches Altmesozoikum enthaltend, trennt das Tavetscher Zwischenmassiv vom Aarmassiv. Der auf der E-Seite der Val Punteglias vollständig aufgeschlossene Sedimentkeil der Punteglias-Mulde liegt trennend zwischen Trunser- und Punteglias-Teilmassiv. Er setzt sich aus aarmassivischem Altmesozoikum und - im Kern der Mulde - aus Sedimenten der Cavistrau-Decke zusammen.

Die Frisal-Mulde grenzt das südliche Aarmassiv vom Limmernmassiv ab. Sie besteht aus einer synklinal eingefal-

teten, autochthonen, mesozoisch-tertiären Sedimentserie und Relikten der Cavistrau-Decke.

4. Die Cavistrau-Decke, sie umfasst eine jungpaläozoisch-altmesozoische Schichtreihe, welche vor der Differenzierung des südlichen Aarmassivs (in Punteglias- und Trunser-Massiv) verkehrtliegend auf dieses aufgeschoben wurde und dessen mächtige, autochthone Sedimentbedeckung bis auf eine dünne Haut abscherte. Durch die spätere Aufspaltung des südlichen Aarmassivs wurde sie zudem noch synklinal eingefaltet.

Die hier aufgeführten Einheiten werden im tektonischen Teil dieser Arbeit näher beschrieben.

2. Petrographie der kristallinen Gesteine

2.1 Methodisches

Die aarmassivischen Gesteine wurden etwas eingehender beschrieben, da sie in der Literatur - von einigen Ausnahmen abgesehen - kaum erwähnt sind. Die Gesteine des Tavetscher Zwischenmassivs sind schon ausführlich in der westlich angrenzenden Region von E. NIGGLI bearbeitet worden, sodass sich eine nähere Charakterisierung erübrigt.

Die aus der mechanischen Beanspruchung während der alpinen Orogenese resultierende Deformation wird in einem gesonderten Abschnitt behandelt (p. 79).

Bei der Dünnschliffbeschreibung wurde jeweils ein, für das betreffende Gestein typischer Schliff, ausführlich beschrieben. Die in den andern Schliffen auftretenden Abweichungen im Mineralbestand, werden unter "Variationen" beschrieben. Der volumenprozentige Anteil der einzelnen Mineralien wurde mit Hilfe von Normbildern geschätzt, stellt also nur eine grobe Annäherung dar.

Die angegebenen Analysen sind dem "Chemismus schweizerischer Gesteine" (P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R.U. WINTERHALTER, 1930) entnommen.

2.2 D a s A a r m a s s i v

2.21 A l l g e m e i n e s

Vom südöstlichen Teil des Aarmassivs war bis zu Beginn dieses Jahrhunderts relativ wenig bekannt. Wohl waren die wichtigsten Gesteine bereits registriert und teilweise auch näher beschrieben worden (A. ESCHER von der Linth 1834-1872, G. THEOBALD 1868, ALBERT HEIM 1878-1891, C. SCHMIDT 1891), doch erfolgten systematische petrographische Bearbeitungen erst durch L. WEHRLI (1896) und vor allem durch F. WEBER (1924), dem wir die erste zuverlässige Kartierung des Gebietes verdanken. Leider blieb der Text zu diesen ausgezeichneten Karten und Profilen aus, sodass, von wenigen Ausnahmen abgesehen, die Gesteinsbeschreibungen aus dem vorigen Jahrhundert stammen. Im Gegensatz dazu ist das Kristallin - vor allem aus der Zone des zentralen Aaregranites - in neuerer Zeit chemisch gut untersucht worden. P. NIGGLI und P.J. BEGER geben in ihren 1923 erschienenen "Gesteins- und Mineralprovinzen eine Uebersicht über den Chemismus der Lamprophyre und im schon erwähnten "Chemismus schweizerischer Gesteine" sind die provinziellen Verhältnisse der "Puntegliasgesteine" dargestellt.

Für das vorliegende Untersuchungsgebiet ergibt sich, in Anlehnung an die Einteilung von HUGI (1934), von S nach N folgender Zonenaufbau des Aarmassivs:

A. Kristalline Schieferhülle (inkl. randliche Eruptivkörper) des zentralen Aaregranits:

Südliche Granitgneis und Mischzone

- Granodiorit
- Diorite
- Quarzporphyre
- Aplitisch-pegmatitische Zone
- Zweiglimmerschiefer

B. Zone des zentralen Aaregranits

- Puntegliasgranit
- Aplitischer Granodiorit (nördl. saure Randfazies des Puntegliasgranits)
- Syenodiorite

Auf die teilweise starke Ueberprägung des aarmassivischen Kristallins wird später eingegangen. Die erwähnten Eruptiva der "Südlichen Granitgneis- und Mischzone" sind typische Vertreter pazifischer Provinzen, dies im Gegensatz zu den K-reichen Gesteinen des zentralen Aaregranits und des Puntegliasgranits. Ueber ihr Alter lässt sich wenig aussagen. Die meisten Autoren halten sie, mit Ausnahme der Quarzporphyre, für älter als den zentralen Aaregranit.

F. WEBER (1904) betrachtete den Puntegliasgranit als Vorläufer des zentralen Aaregranits, für den in den neuern Arbeiten oberkarbonisches bis unterpermisches Alter angegeben wird (F. SIGRIST 1947, H.P. EUGSTER 1951, G.D. FRANKS 1967). Die Syenodiorite ihrerseits sind älter als der eng mit

ihnen vergesellschaftete Puntegliasgranit (p. 23).

Die Ganggesteine des Punteglias-La Gonda- Gebietes (Spessartite, Kersantite, Augitporphyrite usw.) sind, wie bereits erwähnt, chemisch gut untersucht worden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird auf diese Gesteine nicht näher eingegangen, da für eine umfassende petrographische Darstellung das Untersuchungsgebiet beträchtlich nach W hätte erweitert werden müssen.

2.22 Granodiorit

Er ist das am weitesten verbreitete Gestein im untersuchten Gebiet. Die Analyse eines Handstückes von der Südseite des Piz Tumpiv ergab einen normalgranodioritischen Magmatyp (NIGGLI et al., 1930). Der Modalbestand innerhalb des untersuchten Gebietes lässt das Gestein ebenfalls der Familie der Granodiorite zuordnen.

Ein keilförmiger, gegen W allmählich schmaler werdender Streifen von 14 km Länge und 2 - 3 km Breite erstreckt sich von der Val Flem bei Breil bis Pardomat am Vorderrhein, wo er auskeilt. In der oben erwähnten Ausdehnung ist das Gestein mit der südlich aufgeschlossenen Randzone des Aarmassivs identisch. Daneben sind noch kleinere Vorkommen östlich der Val Flem in der subhelvetischen Schuppenzone des Piz d'Artgas und des Crap Surtscheins zu erwähnen.

Makroskopische Beschreibung

Durch die Verwitterung bildet sich im durchwegs verschieferten, mittel- bis grobkörnigen Gestein eine bräunliche bis schmutziggrüne Kruste. Im Bruch lassen sich die Haupt- und

Nebengemengteile in mechanisch relativ schwach beanspruchten Gebieten (wie z.B. über der Alphütte von Schlans sura) megaskopisch gut erkennen. Primärer Granodiorit ist allerdings nirgends mehr anzutreffen; der weitaus grösste Teil des Gesteinskomplexes ist alpin mylonitisiert worden und lässt in einer lauch- bis dunkelgrün gesprenkelten "Grundmasse", welche sich unter dem Mikroskop im wesentlichen als Saussurit erweist, Phaenokristalle von Kalifeldspäten, Quarzen und Hornblenden erkennen.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile	Plagioklas (Saussurit)	40 %
	Quarz	35 %
	Kalifeldspat	15 %
Nebengemengteile	Hornblende	5 %
Akzessorien: Epidot, Titanit, Apatit, Chlorit, Biotit, Erz, Karbonat, Rutil		

Die Plagioklase sind infolge der starken Mylonitisierung des Gesteins nur mehr dort erhalten, wo sie als Einschlüsse in den Kalifeldspäten der Zertrümmerung entgingen. Diese hypidiomorphen Oligoklase sind stark saussuritisiert und resorbiert. Immerhin ist die polysynthetische Verzwillingung meist noch deutlich zu erkennen. Bei vielen Exemplaren umgibt ein frischer Albitsaum den saussuritisierten Kern. Dieser Albitsaum, zum Teil ebenfalls verzwillingt, ist wohl als Neubildung im Gefolge der alpinen Metamorphose zu deuten. Die nicht in Kalifeldspat eingeschlossenen Exemplare (von unbekannter Zusammensetzung) wurden völlig zertrümmert und bildeten das Edukt der Saussuritflaser. Diese blatomylonitischen Flaserzüge, lokal oft stark mit feinstem Sandquarz und körnigem Epidot angereichert, können so stark überhandnehmen, dass sie eine eigentliche "Grundmasse" bilden, worin die andern Mineralien einsprenglingsartig eingebettet sind. Ganz vereinzelt lassen sich in den Flasern noch die Umrisse intakt gebliebener, stark saussuritisierter Plagioklase mit verbogenen Zwillingslamellen erkennen.

Der undulöse Quarz, linsen- bis aderförmig aggregiert und teilweise alpin rekristallisiert, bildet meist polygonale Mosaik- bis Implikationsgefüge. Genetisch sind die Kristalle

als Heteroklasten bis Hemiblasten zu bezeichnen.

Der leicht zersetzte Kalifeldspat ist nur in geringem Masse ebenflächig begrenzt. Im Grossen ist die Gestalt wohl art-eigen, das einzelne Grenzflächenelement zeigt aber normalerweise einen leicht buchtigen Verlauf. Verantwortlich für dieses Phänomen ist einerseits die von den Rändern nach innen vordringende Zersetzung und andererseits die mechanische Beanspruchung, durch welche die Randpartien teilweise zertrümmert wurden. Perthitische Entmischung in Form von Wolken, Spindeln oder dann schachbrettartig, ist häufig.

Die grüne Hornblende zeigt die typische Spaltbarkeit und ist im grossen ganzen idiomorph ausgebildet. Nur selten sind die Ränder etwas ausgefranst. Pleochroismus: X=strohgelb, Y=grasgrün, Z=blaugrün.

Der Epidot tritt ausser in Form wolkenartiger Aggregate in den Saussuritfasern auch als Einzelkorn auf. Er zeigt einen leichten Pleochroismus von hellgelb zu grünlichgelb.

Der Titanit ist sehr schön idiomorph ausgebildet, zeigt Anzeichen von Resorption und ist leicht pleochroitisch (hellgelb zu grünlichgelb). Einschlüsse von Apatit sind häufig. Der Chlorit zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus und ist, zumindest teilweise, aus dem Biotit hervorgegangen. Der Biotit weist meist stark verbogene und ausgefranste Lamellen auf. Der Pleochroismus variiert von X=strohgelb zu YZ=dunkelbraun. Sagenitgitterung parallel 001 und Chloritisierung sind häufig.

V a r i a t i o n e n

Verschwommene bis deutliche Mikroklingitterung ist beim Kalifeldspat sehr selten zu finden. Bei den zerbrochenen Exemplaren sind die Risse durch Neuausscheidung (Quarz, Epidot, Karbonat) verheilt. Neben der grünen Hornblende tritt noch selten idiomorphe, mit unregelmässigen Spaltrissen versehene Titanhornblende auf. Teilweise zeigt sie deutlichen Zonarbau und einen schwachen Epidotsaum an den Rändern.

Pleochroismus: X=goldbraun, YZ=rotbraun. Biotit und Chlorit können lokal stark zunehmen (je bis zu 20 %).

2.23 R h y o l i t h e

Im untersuchten Gebiet treten zwei sowohl strukturell als auch mineralogisch verschiedene Arten auf. Die eine Varietät zeigt ein deutliches Porphyrgefüge mit Feldspateinsprenglingen (Quarzeinsprenglinge sind sehr selten) und führt einen sauren Plagioklas. Im Gegensatz dazu ist der andere Typ vorwiegend porphyrartig struiert mit bis zu 10 mm grossen Quarzeinsprenglingen und einem intermediären Plagioklas. Leider ist der Kontakt zwischen den beiden räumlich scharf getrennten Gesteinskomplexen nirgends aufgeschlossen.

P o r p h y r i s c h e r T y p

Dieses Gestein ist ausschliesslich im mittleren und östlichen Teil des Trunser-Massivs verbreitet. Im Bruch erscheint es grau bis dunkelgrün, und die Feldspateinsprenglinge lassen sich meist von blossen Auge erkennen. Durch die bankige Absonderung kann es manchmal schon auf Distanz von dem mit ihm vergesellschafteten Metaandesit unterschieden werden. Sehr häufig dominiert auch eine felsitische Ausbildung; in diesen Fällen ist das Gestein auch im Handstück nur schwer vom Metaandesit zu unterscheiden.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Einsprenglinge: Kalifeldspat, Plagioklas

Grundmasse: Feldspat, Quarz, Chlorit

Akzessorisch erscheinen zudem: Serizit, Zoisit, Karbonat, Erz.

Der idiomorphe bis hypidiomorphe Kalifeldspat ist nur leicht zersetzt (Sericit, Zoisit und eine wolkenartige Trübung). Wohl durch mechanische Einwirkungen bedingt, zeigen die Kristallumrisse meist einen leicht zackigen, treppen-

artigen Verlauf. Haupteinschlüsse neben den bereits erwähnten Zersetzungsprodukten sind Apatit und Chlorit. Auffällig ist der faserige Chlorit-Sericit-Saum, der die meisten Einsprenglinge umgibt.

Der fast durchwegs polysynthetisch verzwilligte Plagioklas (Albit - Oligoklas) zeigt ebenfalls idiomorphe bis hypidiomorphe Formen und ist nur leicht saussuritisiert. Ähnlich wie bei den Kalifeldspäten sind auch hier die leicht treppenartigen Umrisse zu beobachten. Die Grundmasse ist ausgesprochen feinkörnig (0,1 - 0,25 mm). In einem panxenomorphen Mosaikgefüge von Feldspat und Quarz sind Sericit-Chlorit-Schüppchen und winzige Zoisitnadeln bisweilen zu dendritischen Formen und schmalen Zügen aggregiert.

V a r i a t i o n e n

Die Einsprenglinge können lokal stark zurücktreten oder völlig fehlen (felsitische Struktur), sehr oft sind die Feldspäte stark zersetzt, was dann eine Abschätzung des Quarz-Feldspatverhältnisses ermöglicht (ungefähr 1 : 1).

P o r p h y r a r t i g e r T y p

Dieses Gestein ist ausschliesslich im Puntegliasgebiet aufgeschlossen. Auch davon existiert nur eine einzige alte Analyse von L. WEHRLI, die aber kaum als zuverlässig angesehen werden kann.

M a k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Das Gestein unterscheidet sich in auffälliger Weise von der vorher beschriebenen Art. Verwitterte Partien erscheinen dunkelgrau bis schmutziggelblich mit leichtem Stich ins Grünliche. Das nasse Gestein zeigt sehr oft einen perlmuttartigen Glanz auf der S-Fläche. Die rundlichen, oft deutlich violetten, milchigen Quarzeinsprenglinge wittern heraus. Wolkenartige, unregelmässig verteilte grüne Flecken erweisen

sich unter dem Mikroskop als Hornblendekonzentrationen.
Die Feldspäte erscheinen dem blossen Auge als einheitliche Masse.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Quarz	35 %
	Kalifeldspat	25 %
Nebengemengteile:	Plagioklas	17 %
	Serizit	13 %

Akzessorien: Erz, Epidot/Zoisit, Hornblende, Chlorit.

Die bis zu 5 mm langen, meist leistenförmigen Kalifeldspäte sind nur leicht zersetzt. Der Grossteil ist zerbrochen, und die Risse sind durch neuausgeschiedenen Quarz verheilt.

Der undulöse Quarz tritt in bis zu 10 mm grossen, gerundeten und zerbrochenen Exemplaren auf. Er ist getrübt und vielfach zu Sandquarz deformiert. Die aderförmigen Neubildungen bilden ein polygonales Mosaik- bis Implikationsgefüge.

Der Plagioklas (Andesin-Labrador) zeigt ähnliche mechanische Deformationen wie der Kalifeldspat und ist zudem häufig verborgen. Die Saussuritisierung ist weit fortgeschritten.

Der Epidot ist zu knollenartigen fast opaken Gebilden aggregiert. Ein derart anorthitreicher Plagioklas war natürlich während der alpinen Metamorphose besonders instabil.

Der Serizit ist teils zu dendritischen Zügen angeordnet, teils bildet er pseudomorphe Füllstrukturen nach Kalifeldspat.

Der Chlorit ist deutlich pleochroitisch (hellgelb zu grün) und ist wohl teilweise aus Biotit entstanden.

Die grüne Hornblende ist randlich stark zerfasert und ausgebleicht. Vereinzelt sind strahlsteinartige Neubildungen zu beobachten.

V a r i a t i o n e n

Am Kontakt zum Nebengestein ist die Struktur allerdings auch

bei dieser Varietät porphyrisch ausgebildet, doch sind hier die Plagioklase ebenfalls bedeutend anorthitreicher als bei der ersten Varietät. Dies manifestiert sich durch die bedeutenden Mengen von Zoisit, welche bei der alpinen Metamorphose entstanden. Ganz untergeordnet kann auch Biotit auftreten.

2.24 Diorite

Diese Gesteinsgruppe (A. HEIM 1878; C. SCHMIDT 1894; C. WEHR-
LI 1896; F. WEBER 1924; C. FRIEDLÄNDER 1930) ist in der
"Südlichen Gneis und Schieferzone" des südöstlichen Aar-
massivs weit verbreitet. L. WEHRLI (1896) verdanken wir die
erste zuverlässige Beschreibung der besonders im W stock-
artig auftretenden Gesteine.

Der mittelkörnigen Varietät, dem sog. Puntegliasdiorit
(L. WEHRLI), deren Verbreitung im wesentlichen auf das Pun-
tegliasgebiet beschränkt ist, steht eine feinkörnige Art
gegenüber, welche zur Hauptsache im E des Untersuchungs-
gebietes auftritt und einen porphyrischen Charakter auf-
weist (Metaandesit). Die Diorite, die im Untersuchungsgebiet
quantitativ nur eine bescheidene Rolle spielen, sind mit den
Quarzporphyren eng vergesellschaftet.

2.241 Puntegliasdiorit

Das vorwiegend massige, mittelkörnige Gestein ist in seiner
Verbreitung, abgesehen von unbedeutenden Vorkommen auf dem
Südgrat des Piz Tumpiv und der östlichen Talseite der Val
Dadens, auf das Puntegliasgebiet beschränkt. Der Kontakt
zur feinkörnigen Art ist durchwegs scharf. Die regellos
angeordneten grünen Hornblenden sind nesterartig in der
Plagioklasmasse aggregiert. Das von L. WEHRLI analysierte

Gestein (Nr. 69) aus der Val Punteglias gehört zur leukogabbroiden Magmagruppe (belugitisch), doch ist diese Analyse kaum zuverlässig.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Plagioklas (Saussurit)	50 %
	Hornblende	35 %

Nebengemengteile:	Chlorit	10 %
-------------------	---------	------

Akzessorien: Magnetit, Apatit, Quarz, Karbonat.

Der idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklas (Andesin) ist weitgehend saussuritisiert (sehr wenig Serizit!) und besitzt häufig Einschlüsse von Apatit. Gegenüber der Hornblende verhält er sich sehr oft idiomorph; eine Erscheinung, die C. SCHMIDT veranlasste, das Gestein als Gabbro zu bezeichnen.

Die grüne Hornblende ist weitgehend chloritisiert. Ihre Ränder sind meist stark ausgefranst und zeigen einen buchtigen Verlauf. Der Pleochroismus variiert von X=hellgelbbraun; Y=blassgrün zu Z=blaugrün. Spaltrisse sind häufig vererzt. Die Ausbleichungen können alle am selben Exemplar beobachtet werden und soweit gehen, dass der Pleochroismus völlig verschwindet, während die übrigen optischen Eigenschaften gleich bleiben: $Z-X=0,023$; $Y-X=0,015$; $2 V = 88^\circ$; $C/Z=18^\circ$.

V a r i a t i o n e n

FRIEDLÄNDER beobachtete neben der gewöhnlichen Hornblende noch eine Art mit mehr blauen Absorptionsfarben, bei der $Z=Y$ blau und X hellgelboliv ist. Weitere von FRIEDLÄNDER erwähnte Akzessorien sind: farbloser Granat, Zirkon, Biotit, Titanit.

2.242 M e t a a n d e s i t

Das vorwiegend verschieferte Gestein wittert dunkelgrün bis bräunlich an. Häufig ist es von lauchgrünen Linsen und Adern

durchzogen, welche sich unter dem Mikroskop als Epidotkonzentrationen erweisen. Die Hauptvorkommen befinden sich in den südöstlich verlaufenden Gipfelrücken von Piz Dadens, Piz Tumpiv und Cavistrau Pign. Unbedeutende Aufschlüsse, schon F. WEBER bekannt, finden sich auch auf der östlichen Talseite der Val Flem in der "Subhelvetischen Schuppenzone des Piz d'Artgas".

Das von L. HEZNER analysierte Gestein vom Südgrat des Piz Tumpiv (Nr. 72, 73) ist von lamprodioritischem Magmatyp.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Hornblende	50 %
	Plagioklas (Saussurit)	40 %

Nebengemengteile:	Epidot	5 %
-------------------	--------	-----

Akzessorien: Quarz, Karbonat, Erz.

Die regellos angeordnete grüne Hornblende zeigt, abgesehen von ihrem feinen Korn (0,1-0,5 mm), dieselben morphologischen Eigenschaften wie diejenige im Puntegliasdiorit. Ausbleichungen sind allerdings weitaus seltener und eine Chloritisierung konnte nicht beobachtet werden.

Der leistenförmige Plagioklas (Andesinoligoklas) ist saussuritisert (sehr wenig Serizit, vorwiegend Epidot/Zoisit) und nur ganz selten porysynthetisch verzwilligt. Er kann lokal einen einsprenglingsartigen Charakter annehmen (Korndurchmesser bis 1 mm).

Ausserhalb der zersetzten Feldspäte erscheint der Epidot in einer körnigen Varietät in Form von Adern und Linsen. Diese Adern von oft 2 cm Dicke sind stellenweise geradezu ein charakteristisches Merkmal des feinkörnigen Diorites. Karbonat erscheint ebenfalls in schmalen Adern.

2.25 P u n t e g l i a s g r a n i t

Auf 15 km Länge ist dieses für das östliche Aarmassiv charakteristische Gestein von der Val Lumpegna im W über die Val Rusein, Val Punteglias bis ans östliche Ende der Val Frisal aufgeschlossen.

F. HIRSCHI (1924) veröffentlichte die erste ausführliche mikroskopische Beschreibung und zugleich eine Abhandlung über die radioaktiven Einschlüsse der Biotite und Hornblenden. Die beiden bis jetzt veröffentlichten Analysen (Nr. 66, 67) lassen einen normalsyenitgranitischen Magmatyp erkennen.

Nach der Klassifikation von READ (1957) gehört der Puntegliasgranit zu den "hochaufgestiegenen, seichten Plutonen". Die Kontakte zum Nebengestein sind durchwegs scharf und primär. Anzeichen von Migmatiten fehlen völlig, das Magma ist nicht am Ort seiner Entstehung auskristallisiert. Sehr schöne Eruptivkontakte mit dem Nebengestein konnten vor allem an der Südgrenze des Plutons, auf der linken Talseite der Val Punteglias beobachtet werden: Direkt unter der autochthonen Trias, am Kontakt mit den sogenannten Anthophyllitschiefern (vergl. Profil) greift der Granit mit mehreren, bis zu 40 cm mächtigen Apophysen einige Meter weit in die umgebende kontaktmetamorphe Schieferhülle hinein. Diese symmetrisch struierten, fingerartigen Apophysen lassen im Zentrum noch die normale grobporphyrtartige Ausbildung erkennen. Dieselbe wird dann aber gegen die Ränder hin in raschem Uebergang feinkörnig. Diese feinkörnige Randfazies ist an der Südgrenze des Plutons wenige Zentimeter bis höchstens einen halben Meter mächtig. Lokal bildete sich eine saure Randfazies, die sog. Aplit-Pegmatitzone (F. WEBER 1924). Diese "aplitisch-pegmatitische Zone" löst die Anthophyllitschiefer teilweise

schollenartig auf und gehört, obwohl ein direkter Zusammenhang nicht aufgeschlossen ist, zweifellos zum Puntegliasgranit. Auch an seiner Nordgrenze geht der Puntegliasgranit kontinuierlich in eine saure Randfazies, den sog. "Sauren Granit" (F. WEBER 1924) über, welcher allerdings bedeutend mächtiger ausgebildet ist als die "Aplit-Pegmatitzone" im S.

Im Puntegliasgranit ist eine allmähliche Zunahme der Azidität von S nach N zu registrieren. Die basische Fazies im S ist durch das Zurücktreten des Kalifeldspates zugunsten der Mafite charakterisiert; während umgekehrt gegen N eine kontinuierliche Zunahme des Kalifeldspates über einen mittleren Typ bis zur sauren Ausbildung festzustellen ist. Letztere geht dann ihrerseits allmählich in den mittelgleichkörnigen "Sauren Granit" über.

M a k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Charakteristisches Merkmal ist das massige, grobporphyritige Gefüge. Besonders ins Auge fallend sind die leistenförmigen bis zu 20 mm langen Kalifeldspatkristalle, welche häufig Karlsbader Zwillinge erkennen lassen. Der an seiner lauchgrünen Färbung erkennbare Plagioklas, der Quarz und die zu Nestern aggregierten Hornblenden und Biotite bilden eine "Grundmasse", in welcher die teilweise auch isometrisch ausgebildeten Kalifeldspäte eingebettet sind. Eine weitere interessante Erscheinung ist die nesterartige Zusammenballung der Kalifeldspäte. Diese Nester - ausnahmsweise erreichen sie Durchmesser bis zu einem Meter - lassen unmittelbar an ein "magmatisches Zusammenschwemmen" der Kalifeldspäte denken, umso mehr als diese in der nächsten Umgebung der Aggregierung fast völlig fehlen.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Kalifeldspat	30 %
	Quarz	25 %
	Plagioklas (Sauss.)	25 %
Nebengemengteile:	Hornblende	10 %
	Biotit	5 %

Akzessorien: Titanit, Apatit, Karbonat, Chlorit, Erz.

Der spindelförmig und schachbrettartig perthitisch entmischte Kalifeldspat ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet und zeigt zuweilen Mikroklingitterung. Im allgemeinen ist die Gestalt besonders bei den grossen, leistenförmigen Exemplaren wohl idiomorph ausgebildet, doch verlaufen die Begrenzungen im Detail meist unregelmässig, zackenförmig. Dies beruht teils auf metamorphen Umbildungen (mechanische Ueberprägung, Rekristallisation von Quarz), teils auf der primären Xenomorphie gegenüber den Mafiten und dem Plagioklas. Diese Tendenz zur Xenomorphie verstärkt sich bei den kleineren Exemplaren, die wohl später auskristallisiert sind. Graphische Implikation zwischen Kalifeldspat und Quarz ist nicht selten anzutreffen: die wurm- bis tropfenförmigen Einschlüsse von Quarz sind dabei über grössere Bereiche einheitlich orientiert. Die Zersetzungserscheinungen manifestieren sich zur Hauptsache in wolkenartigen Trübungen. Spalt-
risse sind durch Neuausscheidung von Quarz verheilt. Haupteinschluss im Kalifeldspat ist ein hypidiomorpher bis xenomorpher, saussuritisierte Plagioklas (Andesinoligoklas). Der stark zersetzte Kern des Plagioklasses zeigt meist deutliche Spuren von Resorption und besitzt in der Regel einen neugebildeten Albitrand. Albitneubildungen treten jedoch auch ausserhalb der Kalifeldspäte auf. Der Plagioklas ist, dank der relativ geringen mechanischen Beanspruchung, nicht etwa bloss als Einschluss im Kalifeldspat erhalten geblieben, wie das beim "Hornblende-Granit" der Fall ist. Seine durchschnittliche Korngrösse ist bedeutend niedriger (0,5-3 mm) als diejenige des Kalifeldspates, und Myrmekitbildungen am Kontakt mit Kalifeldspat sind weit verbreitet.

Quarz erscheint in undulösen, xenomorphen und teils zerbrochenen Individuen; daneben auch als Sandquarz und als neu ausgeschiedene Spaltenfüllung.

Die idiomorphe bis hypidiomorphe grüne Hornblende (normaler Pleochroismus) ist teilweise sehr inhomogen ausgebildet. Bei einigen Exemplaren sind einzelne Partien stark ausgebleicht

und zeigen nur mehr schwachen oder überhaupt keinen Pleochroismus mehr. Hin und wieder sind Kristalle infolge mechanischer Beanspruchung zerrissen. Die häufigsten Einschlüsse sind Titanit und Apatit. Der Pleochroismus des meist idiomorphen Biotites variiert von hellgelb zu braun. Streifenförmige Chloritisierung parallel 001 und mechanische Deformation (Zerfransung) sind die Regel. Ueber die pleochroitischen Höfe der Hornblenden und Biotite vergl. H. HIRSCHI (1924).

V a r i a t i o n e n

Der Biotit kann auf Kosten der Hornblende stark zunehmen. An den Kalifeldspäten beobachtete HIRSCHI Zonarstrukturen. Dieses Phänomen konnte ich jedoch nirgends beobachten. Weitere Akzessorien sind: Magnetit, Pyrit, Zirkon und Orthit.

2.26 G l i m m e r s c h i e f e r u n d - f e l s

An seiner Südflanke grenzt der Puntegliasgranit, wie schon erwähnt, an eine etwa 50 Meter mächtige Schieferhülle, die sogenannten "Anthophyllitschiefer und -felse" F. WEBER's. In diesen Quarz-Glimmerschiefern ist der Anthophyllit nur als Uebergemengteil vertreten. Das grünlichschwarze vorwiegend schiefrige Gestein ist feinkörnig und wittert rotbraun bis olivgrün an. Megaskopisch erkennbare Mineralien sind: Muskowit, Biotit, Quarz und Feldspat. Lokal kann der Muskowit stark zurücktreten oder völlig fehlen.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile: Quarz, Biotit, Muskowit (Serizit)
Nebengemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas (Saussurit)
Akzessorien: Erz, Chlorit

Die mineralogische Zusammensetzung ist sehr inhomogen, Haupt- und Nebengemengteile variieren quantitativ ziemlich stark. Feine Unterschiede im ursprünglichen Sediment sind wohl für diese Phänomene verantwortlich. Quarz- und feldspatreiche Partien sind oft lagenweise angeordnet.

Der xenomorphe, undulöse Quarz (0,1 - 1,0 mm) ist nur leicht getrübt und nirgends zerbrochen. Die Abwesenheit von Spalt-
rissen - im Gegensatz zu den Nebengesteinen - ist eine Folge
des plastischen Verhaltens des Gesteins. Diese Plastizität
resultiert aus dem hohen Glimmergehalt.

Der hypidiomorphe Biotit zeigt eine Einregelung, allerdings
nicht stark ausgeprägt. Chloritisierung, plastische Verbie-
gung und siebartige Durchwachsung von Quarz sind häufige
Erscheinungen. Der Pleochroismus variiert von hellgelb zu
dunkelbraun.

Der völlig farblose Muskowit zeigt morphologisch dieselben
Eigenschaften wie der Biotit und ist diesem quantitativ deut-
lich untergeordnet. Ein interessantes Phänomen sind die Seri-
zitpseudomorphosen nach Feldspat. Diese aus feinsten Seri-
zitschüppchen bestehenden Pseudomorphosen sind teils an iso-
lierten Einzelkristallen anzutreffen, teilweise sind sie
aber auch in nester- bis schlierenartigen Gebilden aggre-
giert. Eine Deutung dieser Gebilde ist schwierig. Es könnte
sich um hydrothermal - pneumatolytische Einflüsse des er-
starrenden Granitplutons handeln. Diese Annahme besitzt eini-
ge Wahrscheinlichkeit, da die erwähnte Erscheinung mit zu-
nehmender Entfernung vom Granit spärlicher auftritt. Bei
Schliffen in unmittelbarer Kontaktnähe sind die Feldspäte
häufig vollständig serizitisiert. Der hypidiomorphe Kalifeld-
spat ist nur schwach getrübt und häufig verzwillingt. Die
Korngrösse variiert von 0,2 - 1,5 mm. Sehr häufig sind amöben-
artige Begrenzungsformen.

Der nur schwach saussuritisierte Plagioklas (Oligoklas-
Andesinoligoklas) ist meist polysynthetisch verzwillingt und
eine Spur automorpher als der Kalifeldspat.

V a r i a t i o n e n

Der Biotit ist auch in einer Art vertreten, deren Pleochrois-
mus von der vorher beschriebenen abweicht: Hellgelb zu hell-
braungrünlich.

Anthophyllit ist nur an wenigen Stellen als Uebergemengteil
zu finden. Die Kristalle erscheinen als faserige, besenförmige
Aggregate und sind ganz schwach pleochroitisch (hellgelb zu
hellgelbgrün).

In einer feinkörnigen Grundmasse (0,05 - 0,2 mm) aus Quarz,
Feldspat, Biotit und Anthophyllit - wobei letzterer etwas
grösser werden kann (bis 0,5 mm) - fand ich schon im Hand-

stück auffällige sphärische Gebilde bis zu 10 mm Durchmesser. Diese Gebilde erweisen sich unter dem Mikroskop als poikiloblastische Implikationsgefüge von Kalifeldspat als Wirtskristall und Quarz als Gastkristall. Weitere Gastkristalle - allerdings quantitativ gegenüber Quarz stark zurücktretend - sind Pyrit und Biotit. Die wurm- bis kreisförmigen Interpositionen von Quarz, die meist von einem schmalen Serizitsaum umgeben sind, können über grössere Bereiche einheitlich orientiert sein.

Die sphärischen Implikationen ihrerseits sind wieder von tangential eingeregelter Biotitkränzen umgeben.

Die "Anthophyllitschiefer" sind das einzige aarmassivische Gestein im untersuchten Gebiet, das sicher polymetamorph ist. Die durch die Intrusion des Puntegliasgranitmagma verursachte Kontaktmetamorphose der Hornblende - Hornfelsfazies wurde zu einem späteren Zeitpunkt alpin durch die niedrigsttemperierte regionalmetamorphe Grünschieferfazies überprägt. Auf das Konto dieser alpinen Ueberprägung gehen die Chloritisierung des Biotites und die allerdings nur schwache Saussuritisierung der Plagioklase.

2.27 A p l i t - P e g m a t i t - Z o n e

Diese nur auf kurze Distanzen beidseits der Val Punteglias aufgeschlossene Gesteinszone schliesst sich unmittelbar südlich an die Anthophyllitschiefer an und löst diese zuweilen schollenartig auf. Stellenweise treten in dem normalerweise feinkörnigen, massigen Gestein mit raschem Uebergang kleine pegmatitische Bildungen, mit bis zu mehreren cm grossen Muskowiten auf. Infolge des hohen Pyritgehaltes bildete sich durch die Verwitterungsvorgänge eine braungelbe limonitische Kruste, welche die Abgrenzung gegenüber den Nebengesteinen schon auf grössere Entfernung erlaubt.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Quarz	50 %
	Feldspat	20 %
Nebengemengteile:	Muskowit	15 %
	Pyrit (Limonit)	10 %
	Serizit	5 %

Quarz und Feldspat bilden ein feinkörniges panxenomorphes Mosaikgefüge.

Der meist polysynthetisch verzwilligte Oligoklasandesin ist relativ frisch im Vergleich zu den Plagioklasen der übrigen Eruptivgesteine. Der Kalifeldspat ist ebenfalls nur schwach getrübt und vorwiegend xenomorph mit buchtigen Umrissen.

Der idiomorphe bis hypidiomorphe Muskowit zeigt häufig Siebstruktur, und sehr oft hat sich der Goethit streifenartig parallel (001) darin angereichert.

Der Serizit erscheint - wie in den Anthophyllitschiefern - pseudomorph nach Feldspat. Die schon bei den Anthophyllitschiefern beobachteten Gebilde sind vermutlich genetisch analog zu deuten.

2.28 A p l i t t i s c h e r G r a n o d i o r i t

Wie schon erwähnt besitzt der Puntegliasgranit an seiner Nordflanke beidseitig des Puntegliasgletschers ebenfalls eine saure Randfazies, die aber bedeutend mächtiger ausgebildet ist als die entsprechende Zone im S. Dieser sog. "Saure Granit bis Quarzdiorit" (F. WEBER 1924) entwickelt sich kontinuierlich aus dem Puntegliasgranit. In einer etwa 10 - 20 m breiten Uebergangszone treten noch vereinzelte Kalifeldspatleisten auf. Dieselben verschwinden aber schliesslich gegen N völlig. Dieser Granodiorit, eng mit älteren Syenodioriten assoziiert, erreicht im Gondagebiet bis zu 1 km Zonenbreite. Der Granodiorit ist eindeutig jün-

ger als die mit ihm vergesellschafteten Syenodiorite. Letztere werden von apophysenartigen pegmatitischen Bildungen des Granodiorits durchschlagen und zum Teil schollenartig aufgelöst. Der Magmatyp ist normaltrondhjemitisch (Nr. 61; 70) bis leukoquarzdioritisch (Nr. 288). Für das hypidiomorphkörnige massige Gestein ist die fast völlige Abwesenheit von Kalifeldspat und farbigen Mineralien charakteristisch.

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Plagioklas	50 %
	Quarz	35 %

Nebengemengteile:	Kalifeldspat	10 %
-------------------	--------------	------

Akzessorien: Hornblende, Biotit/ Chlorit, Apatit, Erz Titanit.

Sowohl Mineralien als auch Gefüge sind im allgemeinen wie beim Puntegliasgranit ausgebildet. Der Kalifeldspat, von hypidiomorpher bis xenomorpher Gestalt und mit perthitischer Entmischung im Spindel - bis Linsenform, ist nur sehr schwach getrübt. Im Gegensatz zum Puntegliasgranit erscheint er hier nicht mehr vorwiegend leistenförmig. Eine kleinere Generation (0,5 - 1,0 mm) von Plagioklasen (Andesinoligoklas) erscheint auch hier als Einschlüsse im Kalifeldspat. Der Hauptanteil der saussuritisierten Exemplare besitzt jedoch im Mittel bedeutend grössere Abmessungen (2 - 3 mm) und verhält sich gegenüber dem Kalifeldspat idiomorph. Auch hier sind myrmekitische Erscheinungen häufig. Die auffällige Trennung in zwei nach Korngrösse verschiedene Gruppen, welche auch beim Puntegliasgranit beobachtet werden kann, ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass das Wachstum der Einschlüsse nach der Ummantelung durch Kalifeldspat jäh unterbrochen wurde. Die Ausbildung von Quarz, grüner Hornblende, Biotit / Chlorit ist analog derjenigen im Puntegliasgranit.

2.29 S y e n o d i o r i t e

Diese eng mit der nördlichen sauren Randfazies des Puntegliasgranites vergesellschafteten Gesteinsgruppe gehört ihrem

Chemismus nach zu den lamproitischen Magmen. Wie schon im vorhergehenden Abschnitt erwähnt, sind diese Gesteine älter als der Puntegliasgranit und zudem durch eine grosse Variabilität ausgezeichnet. Im untersuchten Gebiet - unmittelbar beidseitig des Puntegliasgletschers - ist die porphyrtartige Fazies am weitesten verbreitet. Lokal kann sie kontinuierlich in eine Mittelgleichkörnige Ausbildung, also in den eigentlichen Syenodiorit übergehen. Zu dieser strukturellen Variation gesellt sich noch eine mineralogische. Die Quantität der Mafite ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Ein weiteres charakteristisches Merkmal sind basische, bis zu 15 cm messende ellipsoidische Schollen. Diese Einschlüsse sind stets scharf von der Matrix getrennt und im Gegensatz zu dieser gleichkörnig struiert.

M a k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Der porphyrtartige Syenodiorit zeigt sowohl strukturell als auch mineralogisch grosse Aehnlichkeit mit dem Puntegliasgranit. Auch hier sind die mehrere mm grossen Kalifeldspateinsprenglinge anzutreffen; allerdings quantitativ in viel geringerem Mass und nicht in idiomorphen Leisten sondern in unregelmässigen länglichen bis isometrischen Formen, denen ebene Begrenzungsflächen fehlen. Lauchgrüner Plagioklas und die grösstenteils nesterartig angeordneten farbigen Mineralien bilden auch hier die "Grundmasse".

M i k r o s k o p i s c h e B e s c h r e i b u n g

Hauptgemengteile:	Plagioklas	60 %
	Kalifeldspat	20 %
	Hornblende	7 %

Nebengemengteile:	Biotit/Chlorit	7 %
	Quarz	4 %

Akzessorien: Titanit, Erz, Apatit, Epidot

Der hypidiomorphe Kalifeldspat ist nur leicht durch diffus wolkenartig verteilte Fremdsubstanz getrübt. Er zeigt eine leichte mikroperthitische Entmischung in schlierenförmig angeordneten, feinen Aederchen. Stellenweise kann er auch völlig xenomorph ausgebildet sein. Haupteinschluss ist auch hier resorbierter, xenomorpher und stark saussuritisierte Oligoklas bis Andesinoligoklas (im Mittel zwischen 0,5 - 1,0 mm) mit neugebildeten, frischen Albitsäumen. Nur ein kleiner Teil der Plagioklase tritt als Einschlüsse auf. Der Hauptanteil erscheint als hypidiomorphe bis xenomorphe, stark saussuritisierte Individuen, die meist polysynthetisch verzwilligt sind und eine buchtige Umgrenzung aufweisen. Im Gegensatz zu den im Kalifeldspat eingeschlossenen Exemplaren zeigen sie keinen Albitsaum.

Der idiomorphe bis hypidiomorphe Biotit ist meist chloritisiert, sein Pleochroismus variiert von hellgelb zu braun.

Die vorwiegend homogen gebaute grüne Hornblende mit Apatit- und Epidoteinschlüssen ist ebenfalls idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet.

Der Titanit ist teils idiomorph teils resorbiert.
Der Quarz ist völlig xenomorph und undulös auslöschend.

V a r i a t i o n e n

Das quantitative Verhältnis Hornblende/Biotit ist starken Schwankungen unterworfen. Ebenso kann der Kalifeldspat auf Kosten des Plagioklases zunehmen. Lokal kann der porphyrartige Charakter zugunsten einer gleichkörnigen Ausbildung zurücktreten, ohne dass allerdings die Tendenz zur nesterartigen Aggregierung der Mafite völlig verschwindet. An der Grenze zwischen Kalifeldspat und Plagioklas tritt häufig Myrmekit auf. Die schon erwähnten basischen Schollen zeigen eine starke Dominanz von Hornblende und Biotit (bis zu 70 %).

2.3 Das Tavetscher Zwischenmassiv

2.31 Allgemeines

P. NIGGLI (1914) erkannte als erster die tektonische Sonderstellung des von ihm anfänglich "Somvixer Zwischenmassiv" benannten TZM. Diese zwischen Aar- und Gotthardmassiv liegende tektonische Einheit erscheint östlich von Andermatt fast sofort in ihrer ganzen Breite (2 - 2,5 km) und lässt sich durchgehend bis in die Gegend der W von Breil gelegenen Val Cuschina verfolgen. Zwischen Trun und Breil schrumpft ihre Breite auf einige 100 Meter zusammen. Die Ursache dieser starken Reduktion der Zonenbreite ist wohl tektonischer Natur (vergl. p. 91), umso mehr als E von Brigels die ursprüngliche Ausdehnung wieder erreicht wird. R. STAUB (1954) negierte allerdings eine Fortsetzung des TZM östlich der Linie Val Flem - Brigels, wie sie von WEBER vertreten wurde, und stellt die E von Breil aufgeschlossenen Paraschiefer und Paragneise zum Gotthardmassiv. STAUB's Annahme lässt sich jedoch kaum vertreten. Schon auf Grund der sorgfältigen Aufnahmen F. WEBER's erscheint die gotthardmassivische Stellung der erwähnten Paragesteine vom tektonischen Standpunkt aus als höchst unwahrscheinlich. Zudem stimmt auch das Gesteinsmaterial der Kristallinspäne nordöstlich Breil durchaus mit demjenigen des Gotthardmassivs überein (vergl. Abschnitt 2.32).

Im Raume Disentis - Schlans ist das TZM sowohl vom nördlich angrenzenden Aarmassiv wie auch vom südlich anschliessenden Gotthardmassiv durch altmesozoische "Mulden" getrennt (E. NIGGLI 1944). Auch E von Brigels lässt sich die Abgrenzung der Paraschiefer gegenüber dem phyllitischen Verru-

cano meist ohne Schwierigkeiten durchführen, da beide Gesteinsserien gewisse unverkennbare Eigenheiten aufweisen. In seiner Gesamtheit wurde das TZM - allerdings nur im westlichen Teil - erstmals von E. NIGGLI (1944) beschrieben. Die von diesem Autor ausgeschiedenen Gesteinsgruppen konnten, abgesehen von den ultrabasischen Gesteinen und den Quarzporphyren auch in meinem Untersuchungsgebiet angetroffen werden. Dieser Autor schied im Raume oberhalb Disentis folgende 7 Gesteinsgruppen aus:

- Paragneise (inkl. hornfelsartige Gest.)
- Paraschiefer (mit Quarziten)
- Injektions- und Mischgneise
- Amphibolite und Grünschiefer
- Ultrabasische Gesteine
- Quarzporphyre (inkl. felsitische, turmalinführende Typen)
- Pegmatite und (z.T. erzführend) Quarzgänge

Eine nähere Beschreibung dieser Serien erübrigt sich, da die Abweichungen gegenüber den von E. NIGGLI beschriebenen Typen äusserst geringfügig sind.

2.32 Diskussion der Hypothesen von F. WEBER und R. STAUB über die Stellung des Kristallins östlich der Linie Val Flem- Brigels

Die schon aus tektonischen Gründen schwer verständliche Ansicht R. STAUB's (1954) die erwähnten Paragneise und -schiefer gehörten zum Gotthardmassiv wird nach meinen Beobachtungen auch vom rein lithologischen Standpunkt aus keineswegs bestätigt.

Von den im TZM auftretenden Gesteinsserien sind einzig die Paragneise kritisch für das betreffende Problem. Nach E. NIGGLI (1944), der in seiner ausgezeichneten Arbeit die Paragneise des TZM und des Gotthardmassivs bearbeitete, unterscheiden sich die erwähnten Serien der beiden Massive beträchtlich:

"... Chlorit ist im Gotthardmassiv fast durchwegs alpine Neubildung, als femisches Phyllosilikat kommt ausschliesslich Biotit vor. Muskowit überwiegt sehr selten Biotit, während im TZM sehr häufig das Gegenteil der Fall ist. Kata-mineralien, wie sie im Gotthardmassiv wenigstens sporadisch gefunden werden, treten im TZM nicht auf.

Die Unterschiede beschränken sich jedoch nicht auf den Mineralbestand allein, auch in der Textur sind unverkennbare Unterschiede zu konstatieren. So besitzen die Gneise des Gotthardmassivs ausgeprägte Paralleltextrur, während die TZM-Gneise mehr hornfelsartig struiert sind. Aus all diesen Befunden kann gefolgert werden, dass der ziemlich auffallende Habitusunterschied der Gneisserien von TZM und Gotthardmassiv wohl zu einem grossen Teil auf Verschiedenheiten in der voralpin-metamorphen Prägung und nicht etwa in erster Linie auf primären chemischen oder anderen Unterschieden beruht".

Die ausgedehnten Aufschlüsse von Paragneisen bei San Sievi und Rumasal zeigen alle die charakteristischen, oben erwähnten Merkmale des TZM; kein einziger Hinweis deutet auf eine Zugehörigkeit zum Gotthardmassiv.

Damit stellt sich die schon von F. WEBER (1924) in seiner

tektonischen Karte vertretene Annahme als die weitaus
wahrscheinlichere heraus.

3. S T R A T I G R A P H I E

3.1 A l l g e m e i n e s

Im untersuchten Gebiet wurde bisher einzig der Dogger der Cavistrau-Decke eingehender beschrieben (S. DOLLFUS 1965). Den älteren Arbeiten von A. ESCHER von der Linth, G. THEOBALD, ALBERT HEIM und F. WEBER sind nur sehr allgemeine Informationen zu entnehmen; es geht lediglich daraus hervor, dass in den Brigelserhörnern Verrucano und altmesozoische Sedimente in generell nordhelvetischer Fazies anzutreffen sind. Die nicht leicht zugänglichen kretazisch-tertiären Serien der Frisal-Mulde sind erst seit den Arbeiten F. WEBER's bekannt geworden (in A. HEIM, 1921, 1922).

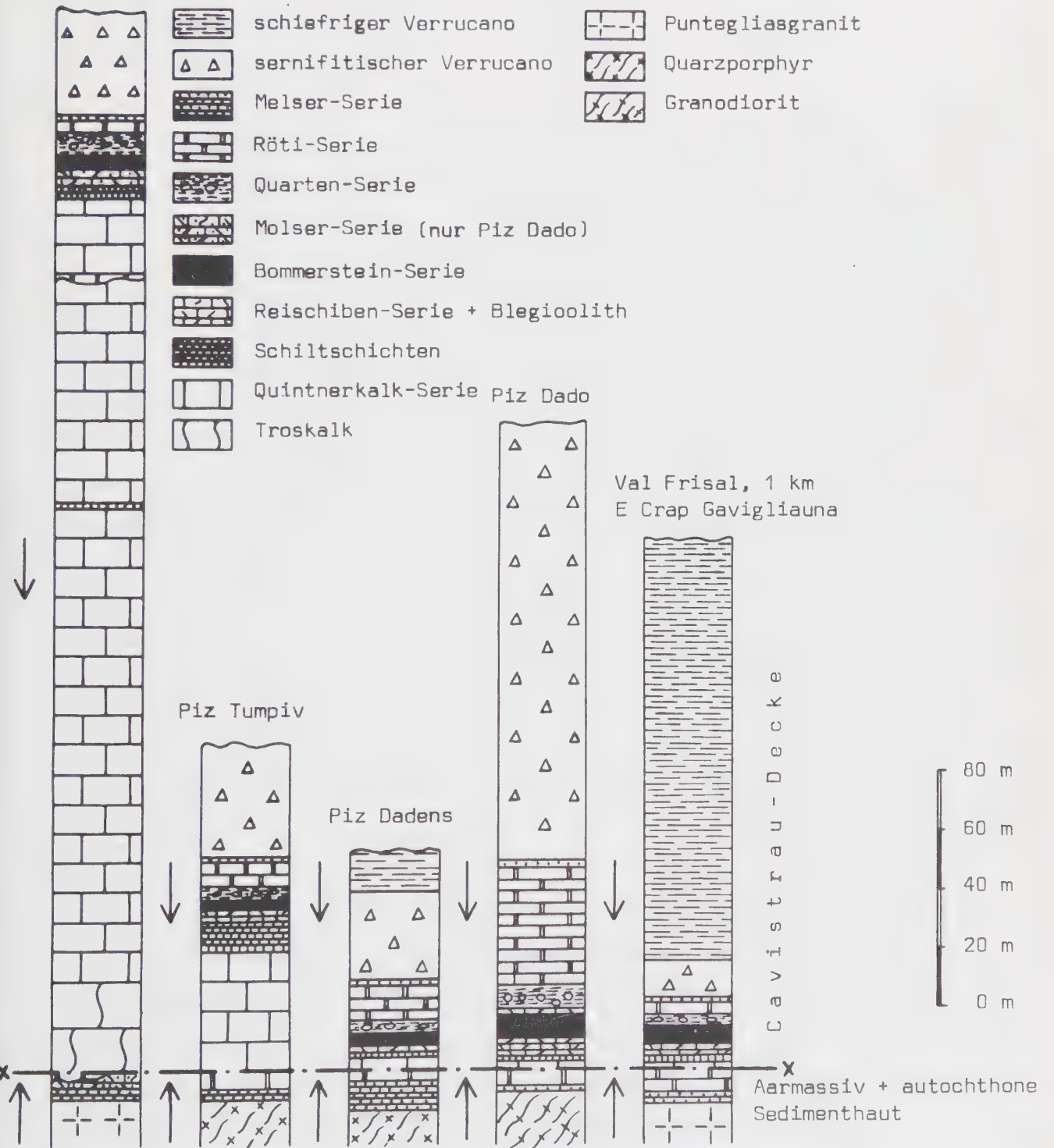
Auf die Lithologie dieser paraautochthonen Kreide-Tertiär-Gesteine wird im Folgenden nicht näher eingegangen, da diese Serien in den tektonisch vergleichbaren angrenzenden Gebieten durch die Arbeiten von R. TRÜMPY (1944), L. WYSSLING (1950) und G. STYGER (1961) schon ausreichend bekannt sind. Lediglich die autochthonen aarmassivischen Sedimente und die Verrucano-Trias-Dogger-Malm-Folge der Cavistrau-Decke werden in den anschliessenden Abschnitten eingehender lithologisch charakterisiert.

Zudem wurde versucht, die mächtigen Verrucanomassen östlich der Val Flem zwischen dem Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs im S und der "subhelvetischen Decke" des Piz d'Artgas im N - soweit sie in das Untersuchungsgebiet fallen - lithologisch zu gliedern. Die Behandlung dieser Verrucanoserien setzt jedoch die Kenntnis der ausserordentlich komplizierten Tektonik östlich der Val Flem voraus und kann

Figur 3

Schematische stratigraphische Sammelprofile der Cavistrau-Decke und des aarmassivischen Mesozoikums

Cavistrau Grond



deshalb nicht im stratigraphischen Teil vorweggenommen werden. Aus diesem Grund wird die Lithologie des erwähnten "Permokarbons" zusammen mit der Tektonik später behandelt (p. 94).

3.2. V e r r u c a n o d e r C a v i s t r a u - D e c k e

Zwischen Val Punteglias und Val Flem gehört der gesamte, die Gipfelregion der Brigelserhörner aufbauende Verrucano nördlich des Tavetscher Zwischenmassivs zur verkehrtliegenden und synform eingefalteten Cavistrau-Decke. H. WIDMER (1949 p.82) trennte zwar den Verrucano beidseits der Val Dado von seiner westlichen Fortsetzung ab und stellte ihn zur autochthonen Sedimentbedeckung des Aarmassivs. Diese Abtrennung ist jedoch nach den neuen Aufnahmen völlig unhaltbar; die gesamte gegen E abtauchende Verrucanomasse der Brigelserhörner bildet mit dem stratigraphisch damit verbundenen Altmesozoikum eine zusammenhängende tektonische Einheit. Im "Cavistrau - Verrucano" lassen sich zwei kartierbare lithologische Einheiten ausscheiden: Unmittelbar unter der Trias folgt mit scharfer Grenze eine vorwiegend sernifitische Serie von Breccien und Konglomeraten mit stark wechselndem Zementgehalt und vorwiegend fanglomeratischer Struktur.

Stratigraphisch unter diesem Sernifit folgt nach raschem Uebergang von wenigen eine feinklastische Schieferserie. Die Trias transgrediert aber nicht durchgehend auf den Sernifit, da dieser gegen NE (d.h. primär gegen SW, da die ganze Schichtreihe ja verkehrt liegt) lateral in die Schiefer übergeht. An der NE-Ecke des Untersuchungsgebietes beim Crap Gavigliauna ist er durch die Schiefer, welche hier das

Liegende des Melserquarzits bilden, ersetzt. Innerhalb des Sernifits lässt sich von E nach W eine seitliche Faziesänderung konstatieren: Die zementarme fanglomeratische Fazies im E (vergl. Profil 1) wird gegen W zusehends schieferiger, zementreicher (mehr Serizit) und ist ausserdem besser sortiert. Auch schalten sich in der Region Piz Dadens - Cavistrau Grond - in zunehmendem Masse schiefrige Bänke in den Sernifit ein, was sich in einer besseren Schichtung manifestiert (vergl. Photo 1 und 2). Durchgehende Profilaufnahmen sind auf den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes beschränkt, da im Raum Piz Tumpiv - Cavistrau Grond die alpinistischen Schwierigkeiten eine Profilaufnahme verhinderten; immerhin wurde bei der Besteigung des Cavistrau Grond über die NW-Kante ausschliesslich sernifitische Fazies angetroffen.

Das folgende Sammelprofil vermittelt einen Ueberblick über die östliche Sernifitfazies. Allerdings ist die stratigraphische Folge des Profils nicht gesichert, da tektonische Störungen nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden können.

Profil 1: Linke Talseite der Val Dado

Koordinaten des Beginns:	183300 / 721 150
" " Schlusses:	182825 / 721 625

Stratigraphisch oben: Melserquarzit

1. 2 m feinbrecciöses fanglomeratisches Gestein von hellsilbergrüner Farbe. Die Durchmesser der Komponenten (Quarz, Feldspäte) liegen unter 5 mm, der Zement ist sehr arm an Serizit; daher rührt auch der massige Habitus des Gesteins.
2. 3 m wie (1) nur schieferiger infolge des höheren Serizitgehaltes der Grundmasse; die Komponenten sind in Nestern aggregiert
3. 3 m grobklastisch, fanglomeratisch; die Komponenten (bis 10 mm Ø) bestehen überwiegend aus Kalifeldspat. Die Schichtflächen sind hell- und dunkelgrün gefleckt.
4. 30 m wie (3) aber mit vereinzelt Quarzkonkretionen bis

zu Faustgrösse. Im untern Teil liegt ein konglomeratischer Geröllhorizont. Die gut grundeten Komponenten von Quarzporphyren und Apliten erreichen $\varnothing$ von 5 cm.

5. 5 m schlecht aufgeschlossener, vorwiegend schiefriger Horizont.
6. 20 m warvenartig geschichtete, hellgrüne bis violette Feinbreccie mit fanglomeratischer Struktur. Die $\varnothing$ der Komponenten liegen meist unter 5 mm. Vereinzelt finden sich Aplit- und Quarzporphyrgerölle, gut gerundet, mit bis zu 5 cm $\varnothing$. Unter dem Mikroskop erweist sich die makroskopisch sichtbare feine Bänderung als Wechsellagerung von Quarz- und Serizitlagen in der Grössenordnung 0,1 bis 2 mm. Die eckigen, schlecht sortierten Komponenten setzen sich aus Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas zusammen.
7. 15 - 20 m Folge von grobklastischen grünen Gesteinen. Die eckigen Quarzgerölle erreichen $\varnothing$ von 5 cm, daneben finden sich auch verrostete Quarzkonkretionen bis zu Kopfgrösse. Der überwiegende Anteil der Serie zeigt die warvenartige Bänderung.
8. 10 - 15 m vorwiegend dunkelviolettes bis olivgrünes, relativ gut geschiefertes Gestein. Die Komponenten dieser serizit- und chloritreichen Feinbreccie liegen unter 5 mm.
9. 15 m stark verschieferte Breccie mit gelängten Quarzporphyrkomponenten bis zu 10 cm $\varnothing$. Das olivgrüne bis weisslich gefleckte Gestein ist sehr arm an serizitisch-chloritischem Zement.
10. 5 m sehr schön warvenartig geschichtete, fanglomeratische Feinbreccie. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine feinschichtige Wechsellagerung im mm-Bereich von Serizit und Quarz. Die Kalifeldspatkomponenten enthalten Einschlüsse von zersetztem Plagioklas.
11. 10 - 15 m sehr zementarme, grobklastische, fanglomeratische Breccie. Die Wechsellagerung der Quarz/Serizitlagen erstreckt sich über einen Bereich von 0,5 - 10 mm.
12. 2 m hellgrüne, schiefrige Feinbreccie.

Gegen W ändert die Fazies der Sernifite allmählich. Wie schon erwähnt, sind sie besser geschichtet, werden karbonatreicher, enthalten bedeutend mehr schiefrige Einlagen und der fanglomeratische Charakter tritt zurück. Die Schichtung tritt - als Folge der Wechsellagerung feinbrecciöser zementarmer- mit schiefrigen hämatitreichen Lagen - vielfach sehr schön hervor (Photo 1 und 2).

Profil 2: NW Abhang des Piz Dadens.
Koordinaten: 183 175/719 650
Stratigraphisch oben: Melserserie

1. 1.20 m feinbrecciöse Schiefer von wechselndem Zementgehalt. Das Gestein ist lauch- und dunkelgrün gefleckt und enthält Calcit. Den Hauptanteil der Komponenten bestreitet ein glasklarer Quarz (wohl aus Rhyolithen). Die $\emptyset$ der Komponenten sind kleiner als 5 mm.
2. 1.40 m violette, calcithaltige, seifig anzufühlende Schiefer mit grünen Flecken.
3. 1 m grünviolett gebänderte, zementarme Feinbreccie mit gelängten Komponenten unter 5 mm.
4. 6 - 7 m überwiegend violette feinbrecciöse Schiefer mit verrosteten Quarzitkonkretionen bis zu Faustgrösse. Das Gestein ist calcitfrei und enthält zur Hauptsache glasklare Quarzkomponenten. Untergeordnet eingelagert sind wenige cm mächtige, hellgrüne Bänke mit milchig getrübbten Quarzen und sehr wenig Zement.
5. 4 m stark brecciöse, grobklastische Bank. Das Gestein wittert hell- bis schmutziggrün an, der frische Bruch reagiert nicht mit HCl.
6. 40 cm seifig anzufühlende, violette und grüne Phyllite. Sie sind calcitfrei und enthalten feine Quarzadern.
7. 4 m feinbrecciöse grünviolette Schiefer, teilweise sehr zementarm.
8. Ungef. 10 m Feinbreccie wie (6), darin eingelagert eine 30 cm mächtige Bank eines giftig grünen, seifig anzufühlenden Gesteins, das sich als nahezu reiner Muskowit erwies.
9. Nach einem raschen Uebergang von etwa 5 m folgt die hier etwa 10 - 15 m mächtige Schieferserie. Es handelt sich um violette und grüne schiefrige Gesteine, welche nur noch ganz untergeordnet von feinbrecciösen Bänklein durchzogen sind. Die Serie lässt sich mühelos von den Sernifiten abtrennen.

Gegenüber dem Grossteil des Glarner Verrucanos zeigt der Cavistrau-Verrucano wesentliche Unterschiede. Da wäre auf die viel bessere Schichtung und das Fehlen von Komponenten basischer Vulkanite hinzuweisen (die ja einen Grossteil der Glarner Sernifite dominieren). Beide Charaktere finden sich

wieder in den jüngsten Anteilen des Glarner Verrucano, namentlich in der von H. RICHTER neuerdings ausgeschiedenen Kapfen-Sernifitserie. Gerade auch die Vorherrschaft von Apliten und z.T. pegmatitischen Graniten ist charakteristisch. Natürlich ist bei einem Vergleich die Stellung des Brigelserhörner-Verrucanos zu berücksichtigen, da er ganz am NW-Rand des Ablagerungstrogos gebildet wurde.

3.3 T r i a s

Ueber die triadischen Sedimente sind in der älteren Literatur nur summarische Angaben zu finden. Einzig R. BRUNNSCHWEILER (1948) beschreibt ein Detailprofil aus der autochthonen Trias unmittelbar W des Puntegliasgletschers. Die in den Brigelserhörnern auftretende Trias gehört zwar zu zwei verschiedenen tektonischen Einheiten (Aarmassiv, Cavistrau-Decke), liegt aber in beiden Fällen in der dolomitischen, rauhwacke-freien NW-Fazies vor. Die klassische helvetische Dreiteilung in Melsersandstein, Rötidolomit und Quartenschiefer ist allerdings nur in der Cavistrau-Decke vollständig vertreten. Im aarmassivischen Autochthon zwischen Val Punteglias und Val Flem fehlen die Quartenserie und die obere Rötiserie durchgehend. Dieses Phänomen beruht auf zwei Ursachen: einerseits auf der Abscherung durch die Cavistrau-Decke (vergl. p. 61) und andererseits auf der jurassischen Erosion, welche im aarmassivischen Raum stellenweise die obere und mittlere Trias vollständig entfernte.

3.31 M e l s e r s e r i e

In der Cavistrau-Decke ist diese marine Transgressionsbildung starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Schon

OBERHOLZER (1933) beobachtete diese Erscheinung im Glarner-
raum und deutete sie als primärstratigraphisches Auskeilen.
Inwieweit diese Interpretation auf die Cavistrau-Decke zu-
trifft, ist schwer zu beurteilen; auf jeden Fall kann ein
massgeblicher Einfluss tektonischer Vorgänge nicht ausge-
schlossen werden. Die von ROTHPLETZ als "Uebergangsschich-
ten gegen den Melsersandstein" bezeichnete prätriadische
Verwitterungszone im Dach des Verrucano fehlt. Eine Winkel-
diskordanz zwischen Verrucano und Melserserie konnte eben-
falls nirgends beobachtet werden.

Die Grenze zwischen oberstem Verrucano und unterster Trias
ist durchwegs scharf. Einzig in der südlichsten Schuppe zw-
ischen Val Dado und Val Miez lässt sich ein Uebergang zw-
ischen oberstem Sernifit und basaler Trias beobachten. Im
aarmassivischen Bereich des untersuchten Gebietes befindet
sich im Liegenden der Melserserie eine wenige Meter mächtige
unsortierte Arkose. Diese Arkose an der Basis der transgre-
dierenden Trias ist in den Alpen weit verbreitet; zum Bei-
spiel am Scheidnössli (HEIM & HEIM, 1917; BRÜCKNER ET AL.,
1954). Am Piz Dadens ist diese Arkose zudem vererzt (vergl.
Profil 3 & Figur). Dies deutet auf eine hydrothermale
Tätigkeit nach der Bildung der Arkose und vor der Ablagerung
der Melserserie hin und ist damit für die relative Datie-
rung der Arkose (wahrscheinlich Perm) von Bedeutung. Im
Kristallin unter der Arkose finden sich zudem häufig Kar-
bonatlinsen und -bänder, so zum Beispiel auf der rechten
Seite des Puntegliasgletschers südlich der Frisal-Mulde.

Profil 3: Gipfel des Piz Dadens (die Serien stehen fast
lotrecht).

Koordinaten: 183 075 / 719 725

Stratigraphisch unten: Quarzporphyr

1. 1.20 m Erzgang

2. 1.20 m Arkose: In einer olivgrünen Matrix befinden sich schlecht sortierte, durchwegs eckige Quarz- und Kalifeldspatkomponenten. Auffällig ist die Frische der rötlichen Orthoklase. Unter dem Mikroskop lassen sich in einer Grundmasse von eng verfilztem Serizit ($\varnothing$ 0,01 - 0,05 mm) und Quarz ($\varnothing$ 0,01 mm) eckige getrübe Kalifeldspäte und undulöse, teilweise zertrümmerte Quarze ($\varnothing$ bis zu 30 mm) erkennen. Vereinzelte Feldspäte sind völlig zersetzt und lassen sich nicht mehr diagnostizieren. Die einzelnen Serizitaggregate dringen blättchenartig in die Feldspäte und Quarze ein und können daher als alpine Neubildungen betrachtet werden. Auffällig ist die völlige Abwesenheit von Karbonat.
3. 20 cm feinkörnig wie die Grundmasse von (2).
4. 10 cm Arkose wie (2). An der Obergrenze dieser wenig mächtigen Einschaltung befinden sich taschenartige Vertiefungen.
5. 25 cm wie (3), die Taschen an der Obergrenze von (4) ausfüllend.
6. 40 cm Erzgang: (hauptsächlich Hämatit, Magnetit), die Grenzen gegenüber dem Hangenden und Liegenden sind unscharf.
7. 1 m Arkose wie (2).
8. 60 cm Erzgang wie (6).
9. 1.80 m Arkose wie (2).
10. 10 cm Erzgang.
11. 4 m Melsersandstein, rostig angewittert, mit schlecht sortierten Quarz- und Feldspatkomponenten. Das Gestein ist schlecht gebankt, die Korngrößen nehmen gegen oben allmählich ab.

Mikroskopische Beschreibung:

Die im $\varnothing$ stark variierenden undulösen Quarze (0,02 - 0,5 mm) zeigen fast durchwegs eckige Trümmerform. Der volumenprozentische Quarzgehalt liegt bei 50 %. Karbonat (10 %) ist ein weiterer wichtiger Gemengteil; die meisten Körner liegen zwischen 0,5 - 0,7 mm. Der Serizit (40 %) ist eindeutig eine sekundäre, metamorphe Bildung; dies tritt im Gefüge deutlich hervor: am Kontakt mit den Quarz- und Kalifeldspatkomponenten zeigen die Serizitblättchen deutlich eine radialstrahlige Einregelung. Der Muskowit tritt nur ganz vereinzelt auf.

Akzessorien: Erz, Epidot, Kalifeldspat. Das Auftreten des Limonits ist durchwegs an die Karbonatkörner gebunden (verwitterter Ankerit ?).

12. 10 cm feinbrecciös, serizitisch, gelbgrün anwitternd mit bis zu 3 cm dicken Quarzadern parallel zur Schichtung.
13. 40 cm wie (11).
14. 10 cm graugelb anwitternde spätige Dolomite.
15. 1.50 m wie (11).
16. 30 cm feinspätige "Dunkelzugschichten".
17. 30 cm massiger Sandstein, im Bruch bräunlich bis grau, gut sortiert mit eingelagerten, spätigen dunklen Dolomitschmitzen. Unter dem Mikroskop zeigt sich dasselbe Bild wie bei (11), nur ist der Karbonatanteil stark gestiegen; Kalifeldspat ist nur mehr akzessorisch vorhanden.

Stratigraphisch oben: Rötiserie

Die Grenze zwischen Arkose und Melserserie ist durchwegs scharf ausgebildet; der lithologische Unterschied zwischen den beiden Gesteinen ist schon megaskopisch stark ausgeprägt. Karbonat und Limonit fehlen in der Arkose fast völlig.

3.32 R ö t i s e r i e

Im aarmassivischen Bereich zwischen Val Punteglias und Val Flem sind nur noch die basalen Glieder der Rötiserie erhalten; dies beruht - wie schon in der Einleitung erwähnt - teils auf der Abscherung der jüngeren Schichtglieder durch die Cavistrau-Decke, teils auf der liasischen Erosionsphase (auf der W-Seite des Cavistrau - Grond transgrediert der Dogger auf die Melserserie; die "Cavistrauüberschiebung" verläuft hier durch den autochthonen Dogger).

Von den von R. BRUNNSCHWEILER (1948) erwähnten lithologischen basalen Einheiten der Rötiserie fehlt im Autochthon lediglich der Gyrendolomit. Zwischen Melserserie und Dunkelzugschichten existiert ein allmählicher Uebergang, indem sich im oberen Melsersandstein vorerst einzelne Linsen

und später schmale Bänke von Dolomit einschalten (Profil 3). Darauf folgen nach raschem Uebergang wenige m Rötidolomit, welcher dann seinerseits mit einem scharfen Ueberschiebungskontakt durch den Malm der Cavistrau-Decke abgeschnitten wird.

In der Cavistrau-Decke fehlt von den durch BRUNNSCHWEILER in der NW-Fazies der Rötiserie ausgeschiedenen fünf lithologischen Einheiten lediglich die oberste, diejenige der sog. Knauerbreccien. Am vollständigsten ist die Rötiserie in der Schuppenzone zwischen Val Miez und Val Dado entwickelt.

Profil 4: Rötiserie der Cavistrau-Decke, Rücken zwischen Val Miez und Val Dado

Koordinaten: 182 750 / 721 025

Stratigraphisch unten: Melserserie

1. 50 cm Wechsellagerung von rostigem Melsersandstein mit massigem, schmutziggelb anwitterndem, spätigem Dolomit. Im Bruch ist das Gestein hellgrau und von einem Quarz-adern-Netzwerk durchzogen.

Mikroskopische Beschreibung: Die polygonalen Dolomitkristalle bilden ein Mosaikgefüge, ihre Umrisslinien zeigen durchwegs einen zackigen Verlauf. Die Korngrössen variieren zwischen 0, 1 und 1 mm. Die Kornbindung ist fast durchgehend eine mittelbare: Ein feiner (0,02 mm) Zement aus sekundären Mineralien (Serizit, Calcit) umgibt die einzelnen Dolomitkristalle. Die weissen, das Gestein netzartig durchziehenden Adern bestehen zur Hauptsache aus undulösem Quarz und - meist am Rande der Adern - aus sekundär zugeführtem Calcit, der vor allem den Korngrenzen entlang das Gestein infiltrierte.

2. 20 cm, hellgelbbraun anwitternd (Dolomit), massig, im Bruch hellgrau, von einem Geflecht feiner Aederchen durchzogen.

Mikroskopische Beschreibung: Das Gestein ist extrem feinkörnig ($\varnothing$ 0,005 mm). Die Adern und Zerrungshohlräume sind sekundär durch Quarz, Calcit und Dolomit gefüllt worden. Calcit ist aber auch in der "Grundmasse" regelmässig verteilt. Akzessorien: Serizit, Hämatit.

3. 50 cm dolomitischer Kalk, Anwitterung schmutziggelb,

massig, Bruch hellgrau mit gelblichen Flecken, dichtes Netz von herauswitternden Quarzadern.

Mikroskopische Beschreibung: Der Calcitgehalt ist hoch (50 - 70 %). Die Korngrösse variiert zwischen 0,1 und 0,5 mm. Die weissen Adern bestehen vorwiegend aus unlössem Quarz, daneben erscheint akzessorisch noch Serizit.

4. 60 cm Dolomit, Anwitterung graugelb, massig, Bruch dunkelgrau mit feinen Serizitaggregaten und einem Netz von Quarzadern.
5. 1 m Dolomit, Anwitterung braungelb, massig, Bruch dunkelgrau, feinspätig mit Quarznestern.
6. 10 cm grüngelbliche Schiefer. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Gewebe von Quarz (0,02 - 0,1 mm) und flaserigem Serizit. Karbonat fehlt völlig.
7. 7 m Dolomit, hellgelb anwitternd, massig, Bruch hellgrau, dicht mit feinen Quarzäderchen.
8. 4 m Dolomit, graugelbe Anwitterung, massig, Bruch dunkel mit hellgrauen Streifen, dicht mit netzförmigen Quarzadern bis zu 1 cm Dicke.
9. 15 m dolomitischer Kalk, gelbgraue Anwitterung, schlecht gebankt, feinstes Flechtwerk von Quarz/Calcitadern. Die obersten 3 m erscheinen im Bruch splittrig und sind hellrosa gefärbt.
Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein extrem feinkörnig (0,005 mm), Calcitgehalt ca. 50 %. Die Adern bestehen aus Quarz, Calcit und Dolomit.
10. 7 - 8 m Dolomit, hellgelbgraue Anwitterung, gut gebankt, im Bruch hellgraugelb, dicht, feinstes Quarzadern-Flechtwerk, splittriger Bruch.
11. 6 m Dolomit wie (10) aber massig und z.T. mit rotvioletten, diffus-wolkenartigen Färbungen, splittriger Bruch. Stratigraphisch oben: rote Quartenschiefer.

Folgende Profilnummern entsprechen den von BRUNNSCHWEILER ausgeschiedenen lithologischen Serien:

- 1: Dunkelzugschichten
- 2 - 6: Gyrendolomit
- 7 - 9: Rötidolomit s. str.
- 10 - 11: Plattendolomit

3.33 Quartenserie

Die von R. BRUNNSCHWEILER (1948) vorgeschlagene lithologische Dreiteilung in untere Tonschiefer, Geröllhorizont und obere Tonschiefer kann für die Cavistrau-Decke übernommen werden. Allerdings ist hier die Quartenserie nur an wenigen Lokalitäten vollständig und gleichzeitig einigermaßen gut zugänglich aufgeschlossen. Zudem wurde dieses Niveau mechanisch so stark deformiert, dass über die primäre Mächtigkeit kaum mehr verbindliche Aussagen möglich sind.

Im Autochthon östlich der Val Punteglias ist die Quartenserie nur mehr an wenigen Stellen reliktsch anzutreffen und zwar beim Crap Gaviglianna am Ausgang der Val Frisal und in der autochthonen Disentiser-Mulde SW von Truns. Im Normalfall wurde sie - wie schon erwähnt - von der posttriasischen Erosion entfernt oder von der Cavistrau-Decke abgeschert. Die bekannten Urlaunschiefer der Quartenserie - eine feinschichtige Wechsellagerung von Dolomit - und Serizitbändchen - ist sonst nur aus dem Autochthon bekannt. Handstücke dieser Urlaunschiefer vom Puntegliasgebiet sind durch Vermittlung von ALBERT HEIM in sehr viele Sammlungen gelangt.

Profil 5: Quartenserie der Cavistrau-Decke am unteren Ende des Tumpiv-Gletschers.

Koordinaten: 182 800 / 718 700

Stratigraphisch oben: Dogger

1. 70 cm blättrige, grüngelbe Schiefer mit serizitglänzender Oberfläche und rostig anwitternden Karbonatkonzentrationen.

2. 3.20 m dünnblättrige Schiefer, abwechselnd grauviolett und gelbgrün gebändert, stark kalkhaltig.

Mikroskopische Beschreibung:

Das Gestein besteht zu 70 % aus Calcit und zu 20 % aus Dolomit, die restlichen 10 % sind Serizit und Chlorit. Bezüglich der Korngrösse können deutlich zwei Bereiche

ausgeschieden werden. Der eine - quantitativ vorherrschend - zeigt Korndurchmesser zwischen 1 und 2 mm, während der andere extrem feinkörnig ist ($\varnothing$ 0,01 mm). Der fein verteilte Hämatit ($\varnothing$ 0,01 mm) ist verantwortlich für die Rotfärbung des Gesteins.

3. 30 cm hellolivgrüne dolomitische Schiefer. Das Gestein ist calcitfrei, der Serizit/Chlorit ist in schmalen Zügen von ca. 1 mm Dicke angeordnet.
4. 15 cm abwechselungsweise gelbgrün und grauviolett gebänderte Schiefer, die gelben Bänder enthalten Calcit.
Mikroskopische Beschreibung: Die grauvioletten Bänder bestehen aus Serizit/Chlorit, kohligem Pigment und fein verteiltem Hämatit, während die hellen Partien ein Gemisch aus Quarz, Karbonat und Serizit/Chlorit darstellen.
5. 30 cm wie (4), nur enthält das Gestein zudem noch eckige Dolomitgerölle bis zu Faustgrösse.
6. 1.20 wie (2).
7. 60 cm wie (4).
8. 10 cm "Urlaunschiefer", feine Bänderung von Dolomit mit Serizit/Chlorit, grosser Pyritgehalt.
Stratigraphisch unten: Rötiserie.

3.4 D o g g e r

Die lithologisch wechselvolle Doggerserie gestattet am ehesten zuverlässige Aussagen über die paläogeographische Situation der tektonischen Einheiten. So zeigen zum Beispiel die altmesozoischen Sedimente der Disentiser-Mulde ausgesprochen nordhelvetische Fazies und können schon deshalb mit grösster Wahrscheinlichkeit dem Aarmassiv zugeordnet werden.

Die Nomenklatur der lithostratigraphischen Einheiten wurde von S. DOLLFUS (1965) übernommen. Da die erwähnte Autorin den Dogger des untersuchten Gebietes schon ausführlich bearbeitete, sind nur mehr einige Ergänzungen anzubringen.

Die wenigen aarmassivischen Doggeraufschlüsse finden sich

an der SW-Flanke des Cavistrau-Grond, unmittelbar unter der Ueberschiebung der Cavistrau-Decke, in der Frisal-Mulde S der Frisal-Lücke und in der Disentiser-Mulde W von Trun.

Der Dogger der Cavistrau-Decke, im allgemeinen mechanisch bedeutend stärker deformiert als der aarmassivische, wurde von S. DOLLFUS dem "Faziesgebiet des Subhelvetikums, des Glarner- und des nordwestlichen Murtschen-Raumes" zugeordnet. Auf Grund der Doggerfazies ist der Ablagerungsraum der Cavistrau-Decke sowohl mit dem Glarner-, als auch mit dem NW Mürtschenraum vergleichbar.

Andererseits weist das Auftreten von Urlaunschiefern in der Quartenserie, die sonst nur aus dem Autochthon des Tödi-gebietes bekannt sind, auf eine eher nördlichere Beheimatung der "Cavistrau-Sedimente" hin.

3.41 A a r m a s s i v i s c h e r D o g g e r

Die autochthonen Doggervorkommen in den Brigelserhörnern lassen sich unschwer dem "Tödifaziesgebiet" (S. DOLLFUS) zuordnen. Als Charakteristikum erwähnt diese Autorin weisse Quarzite und schwer gliederbare echinodermenhaltige Kalksandsteine in der Bommerstein-Serie. Das einzige vollständige, autochthone Doggerprofil östlich des Puntegliasgletschers ist in der Frisalmulde aufgeschlossen (Barcun Frisal sut).

Profil 6: Frisalmulde E des Puntegliasgletschers
Koordinaten: 183 125 / 716 325
Stratigraphisch unten: Rötiserie (Dunkelzugschichten).

Molser - Serie

1. 10 cm ebenflächige Tonschiefer mit scharfer Grenze zur liegenden Rötiserie - rascher Uebergang.

Bommerstein - Serie

2. 3,5 m sandige, eischüssige Schiefertone, die Sandlin-
sen gegen oben stark zunehmend - rascher Uebergang.
3. 3 m massige, verrostete Sandsteinbank - rascher Uebergang.
4. 40 cm Schiefertone - wie (1) - Uebergang.

Reischiben - Serie

5. 4 m leicht sandiger Spatkalk - Grenze.

Blegi - Oolith

6. 40 cm ockerfarbig und lauchgrün gefleckter Kalk mit un-
regelmässigen Schlieren und Nestern von Eisen-Ooiden. Die
Ooide sind viel weniger stark mechanisch deformiert als
diejenigen in der Cavistrau-Decke und noch gut als solche
zu erkennen.

Stratigraphisch oben: Schiltschichten

Die graue Echinodermenbreccie der Reischiben-Serie ist
durch schmutziggelb anwitternde, sandige Spatkalke ersetzt.
Auffällig ist das Fehlen der weissen Quarzite, die östlich
der Val Punteglias nirgends mehr angetroffen werden konnten.

Ebenso eigenartig sind die Faziesdifferenzen im autochtho-
nen Dogger östlich und westlich der Val Punteglias: neben
dem bereits erwähnten Fehlen der weissen Quarzite hat sich
die liasische Erosion östlich der Val Punteglias viel stär-
ker bemerkbar gemacht; lokal kann der Dogger sogar auf die
Melser-Serie transgredieren, wogegen westlich der Val Punte-
glias der basale Dogger einer bis zu 30 m mächtigen Quarten-
serie aufliegt.

Profil 7: Autochthone Trias und Dogger, Gemspfad unter dem
Cavistrau Grond auf 2720 m.ü.M.

Koordinaten: 182 275 / 717 000

Stratigraphisch unten: Puntegliasgranit.

1. 3 m Melserserie - Grenze.

Bommerstein - Serie

2. 1.20 m sandige, schlecht gebandte Echinodermenkalke mit
herausgewitterten Quarzkörnern bis zu 5 mm Ø - Uebergang.

3. 1.80 m gut gebankte Echinodermenbreccie mit zahlreichen Tonhäutchen. Lokal ist der Spatkalk von weissen Calcitadern rechtwinklig zur Schichtung durchzogen. Ganz vereinzelt treten auch - besonders im oberen Teil - grössere ebenflächige Tonschieferlinsen auf (bis zu 10 cm) - scharfe Grenze.

4. Malm der Cavistrau - Decke (Quintrerkalk).

Die höheren Doggerserien wurden abgeschert. Dank dem Auftreten, der für das "Tödi-Faziesgebiet" typischen weissen Quarzite, lassen sich die altmesozoischen Sedimente der Disentiser-Mulde mit einer an Gewissheit grenzenden Wahrscheinlichkeit dem Aarmassiv zuordnen.

Profil 8: Disentiser-Mulde westlich von Trun

Koordinaten: 177 880 / 717 425

Stratigraphisch unten:

Bommerstein - Serie

1. 2 m schwarze Tonschiefer mit vereinzelt dünnen Quarzitbänken und Linsen von sandigem Spatkalk - Uebergang.
2. 2 m rostig anwitternder Sandstein mit schwarzen Tonschmitzen - Uebergang.
3. 1.20 schmutziggelb anwitternder Echinodermenkalk mit graublauem Bruch - Grenze.
4. 2 m weisser, feinkörniger Quarzit, bänderartig gelb anwitternd - Grenze.

Reischiben - Serie

5. 1.80 m dichter, im Bruch graublauer Kalk mit orangen Ankerit-tupfen - Grenze.

Blegi - Oolith + Schiltschichten (?)

6. 40 cm mylonitisierte, mergelige Kalkmasse mit weinroten dünnen Eisenoxydschlieren - Grenze.

Stratigraphisch oben: Quintnerkalk.

3.42 Dogger der CaviStrau - Decke

Typisch für die unteren helvetischen Decken, die subhelvetischen Elemente und das Autochthon ist das Auftreten von Spatkalken in der Molser-Serie.

Im allgemeinen ist der "Cavistrau-Dogger" bedeutend stärker deformiert als der aarmassivische; dies äussert sich vor allem im Blegi - Oolith: Die Ooide sind bis zur Unkenntlichkeit ausgewalzt. Die vollständigsten Profile sind im östlichen Teil des untersuchten Gebietes aufgeschlossen.

Profil 9: Linke Seite der Val Dado
Koordinaten: 182 850 / 720 975
Stratigraphisch unten: Quartenserie.

Molser - Serie

1. 1.20 m braungelb anwitternder, im Bruch blauschwarzer Echinodermenkalk bis Echinodermenbreccie mit feinen Tonhäutchen. Ganz untergeordnet linsige Einlagen von schwarzen Tonschiefern - rascher Uebergang.

Bommerstein - Serie

2. 1.50 m knorrige Tonschiefer mit eisenschüssigen Sandschmitzen - Uebergang.
3. 10 cm leicht sandige Echinodermenbreccie, gelbbraun anwitternd, Bruch blauschwarz - Uebergang.
4. 50 cm rot anwitternde, fossilreiche (Crinoiden, Lumachellen) Echinodermenbreccie mit Tonhäutchen - Uebergang.
5. 5 m feinkörniger, leicht serizitischer Sandstein mit Rostpunkten, gelbbraun anwitternd mit serizitischem Glanz auf den Schichtflächen, in Wechsellagerung mit knorrigen, sandigen Tonschiefern. - Scharfe Grenze.

Reischiben - Serie

6. 4 m graue Echinodermenbreccie und Echinodermenspatkalk mit einem Hartgrund an der Basis. - Uebergang.
7. 1 m leicht schiefriger, gelb anwitternder, im Bruch hellgrauer bis leicht rötlicher Echinodermenkalk - scharfe Grenze.

Blegi - Oolith

8. 50 cm gelbgrau anwitternder Kalk mit völlig ausgewalzten, zu Hämatit umgewandelten Ooiden und idiomorphen Magnetitoktaederchen.

Stratigraphisch oben: Schiltkalk

Profil 10: Crap Grond

Koordinaten: 182 700 / 717 150

Stratigraphisch unten: Quartenserie

Bommerstein - Serie

1. 2 m knorrige, sandige Tonschiefer - rascher Uebergang.

Reischiben - Serie

2. 6 - 7 m graue Echinodermenbreccie und Echinodermenkalke mit orangen Ankeritflecken, stark von Calcitadern durchzogen - scharfe Grenze.

Blegi - Oolith

3. 15 cm stark ausgewalzter hämatitischer Kalk.

Stratigraphisch oben: Schiltkalk.

3.5 M a l m

Aarmassivischer Malm findet sich nur in der Frisalmulde (einige m Schiltschichten, vergl. Profil 6) und in der Disentiser-Mulde, wo unsicherer Quintnerkalk ansteht.

In der Cavistrau-Decke schwellen die Malmkalke von wenigen m im E (Piz Dado) gegen W hin kontinuierlich an und erreichen unter dem Cavistrau Grond ihre grösste Mächtigkeit mit 300 m. Die kontinuierliche Mächtigkeitszunahme ist nicht etwa die Folge tektonischer Repetitionen sondern hängt mit der schiefen Abscherung der hangenden Malm-, Kreide-, und Tertiär-Serien von der Cavistrau-Decke zusammen. Dieses Abscherungsniveau verläuft gegen W hin allmählich in stratigraphisch immer höheren Malmhorizonten (Figur 3). Wegen der Steilheit des Geländes erwies sich die Profilaufnahme in

der Malmwand der Cavistrau SW-Flanke als schwierig, sodass der obere Profilteil unmittelbar unter dem Crap Grond nicht unbedingt als zuverlässig angesehen werden kann. Immerhin können tektonische Komplikationen dank einiger gut verfolgbarer Leithorizonte, wie Mergel- und Dolomitbänder, mit grosser Sicherheit ausgeschlossen werden. Das nachstehende Profil 11 stellt deshalb mit hoher Wahrscheinlichkeit eine stratigraphische Abfolge dar.

Profil 11 : SW-Flanke des Cavistrau Grond, ungefähr in der
Fallinie
Koordinaten: 182 680 / 717 180
Stratigraphisch unten: Blegi - Oolith - scharfe Grenze.

Schiltschichten

1. 2 - 3 m gelb gefleckte, leicht schiefrige Schiltskalke - Uebergang.

Quintnerkalkserie

2. 20 m staubig weiss anwitternder, rauh anzufühlender, verschieferter Kalk mit dunkelgrauem Bruch. Im Handstück ist keine Dolomitisation zu sehen.

Mikroskopische Beschreibung: Die gute Schieferung ist tektonisch bedingt. Die Karbonatkristalle sind in der S-Fläche 2 - 3 fach gelängt. Die Korndurchmesser sind auffallend konstant (0,02 - 0,04 mm); das quantitative Verhältnis Calcit/Dolomit ist ungefähr 4 : 1. Akzessorisch tritt fein verteilter Hämatit auf. ($\varnothing$ 0,01 mm).

3. 30 m stark dolomitischer Kalk. Die Dolomitisation verlief ziemlich unregelmässig schlierig bis wolzig. Anwitterung der dolomitischen Partien grauweiss, des nur leicht dolomithaltigen Kalkes dunkelgrau.

4. 2 - 5 m dolomitisches, z.T. linsenförmige Strukturen aufweisendes, weiss anwitterndes Band. Dieser praktisch reine Dolomit unmittelbar unterhalb des Crap Grond -Absturzes ist schon von der Puntegliashütte aus zu sehen.

Mikroskop. Beschreibung: Das Gestein ist nahezu völlig dolomitisiert, die Korndurchmesser liegen zwischen 0,1 und 0,2 mm. Einzig an den Korngrenzen der Dolomitekristalle finden sich schmale Relikte von Calcit, der daneben noch in kleinen Adern - wohl alpin mobilisiert - auftritt.

5. Ca. 100 m sehr stark dolomitische Serie wechsellagernd mit graublauen Kalkbändern von bis zu 30 cm Mächtigkeit.

Dolomitisation unregelmässig, schlierig, z.T. "brecciös", lagige Strukturen stark untergeordnet. Ungefähr in der Mitte von (5) verläuft ein 70 cm mächtiges Mergelband.

6. Ca. 120 m normaler graublauer dolomitisierte Quintnerkalk. Die dolomitischen Strukturen sind nur mehr bänderartig - linsig bis nesterartig (vergl. Photos 4,3). Das Gestein ist im folgenden Abschnitt näher beschrieben.
- 30 m unterhalb der Obergrenze von (6) findet sich eine Dolomitlinse von 1 m Ø.
 - 70 m unter der Obergrenze von (6) eines der spärlichen, nur schwach dolomitierten Quintnerkalkbänder.

Unter dem Mikroskop zeigen sich in einer bezüglich der Korngrösse konstanten "Grundmasse" (0,02 - 0,05 mm) leicht bänderartig parallel zur Schichtung zusammengefasste Dolomitkristalle (Ø 0,05 - 0,1 mm). Akzessorisch Hämatit.

Troskalk

7. 30 m grauweiss anwitternder im Bruch hellgrau bis weisslicher, teilweise leicht rötlicher, marmorartiger Kalk. Das Gestein ist nur leicht dolomitisiert: Calcit/Dolomit ungefähr 3 : 1. Scharfe Grenze (Ueberschiebungskontakt). Ueberschiebungskontakt - autochthoner Dogger. Erstaunlicherweise sind reine Calcitgesteine in den höheren Malmniveaus äusserst selten.

D o l o m i t i s a t i o n

Das hell anwitternde dolomitische Material in den Kalken zeigt ganz verschiedenartige Gefüge (vergl. Photos 3 und 4). Teils liegt eine Wechsellagerung mit nahezu reinen Kalken vor, wie wenn der Dolomit schon als solcher sedimentiert worden, oder zumindest in einem sehr frühdiagenetischen Stadium entstanden wäre. Teils beginnen sich die Dolomitbänder von der Schichtfläche aus nach oben und unten linsenartig zu verdicken. Daneben kann die Dolomitisation aber auch schlierig - nebulitische und sogar "brecciöse" Strukturen zeigen, wobei die "Grundmasse" dolomitisch und die

Komponenten calcitisch sind.

Unter dem Mikroskop sind die dolomitischen Lagen nicht so scharf von den calcitischen abgetrennt, wie das der äusserliche Habitus vermuten liesse. Auch befindet sich der Dolomitisationsvorgang deutlich in verschiedenen Stadien: Bei fortgeschrittener Dolomitisation finden sich sehr schön idiomorphe, leicht bräunliche Dolomitrhomboeder, während im Anfangsstadium wenig differenzierte, stark getrübe Aggregate beobachtet werden können.

Stratigraphische Deutung des Malmprofils

Die Malmstratigraphie HELBLING's war im untersuchten Gebiet nur zum Teil anwendbar. Die Zweiteilung in Quintnerkalk und Troskalk liess sich ohne Schwierigkeiten durchführen. Ebenso lässt sich das Mergelband, das den Quintnerkalk unterteilt, gut verfolgen. Malmbreccien hingegen habe ich in der Cavistrau-Decke nirgends angetroffen.

Profil 11 scheint wirklich eine ungestörte verkehrtliegende Malmabfolge darzustellen, Leithorizonte wie das Mergelband und der zuunterst auftretende Troskalk machen das höchstwahrscheinlich.

4. T E K T O N I K

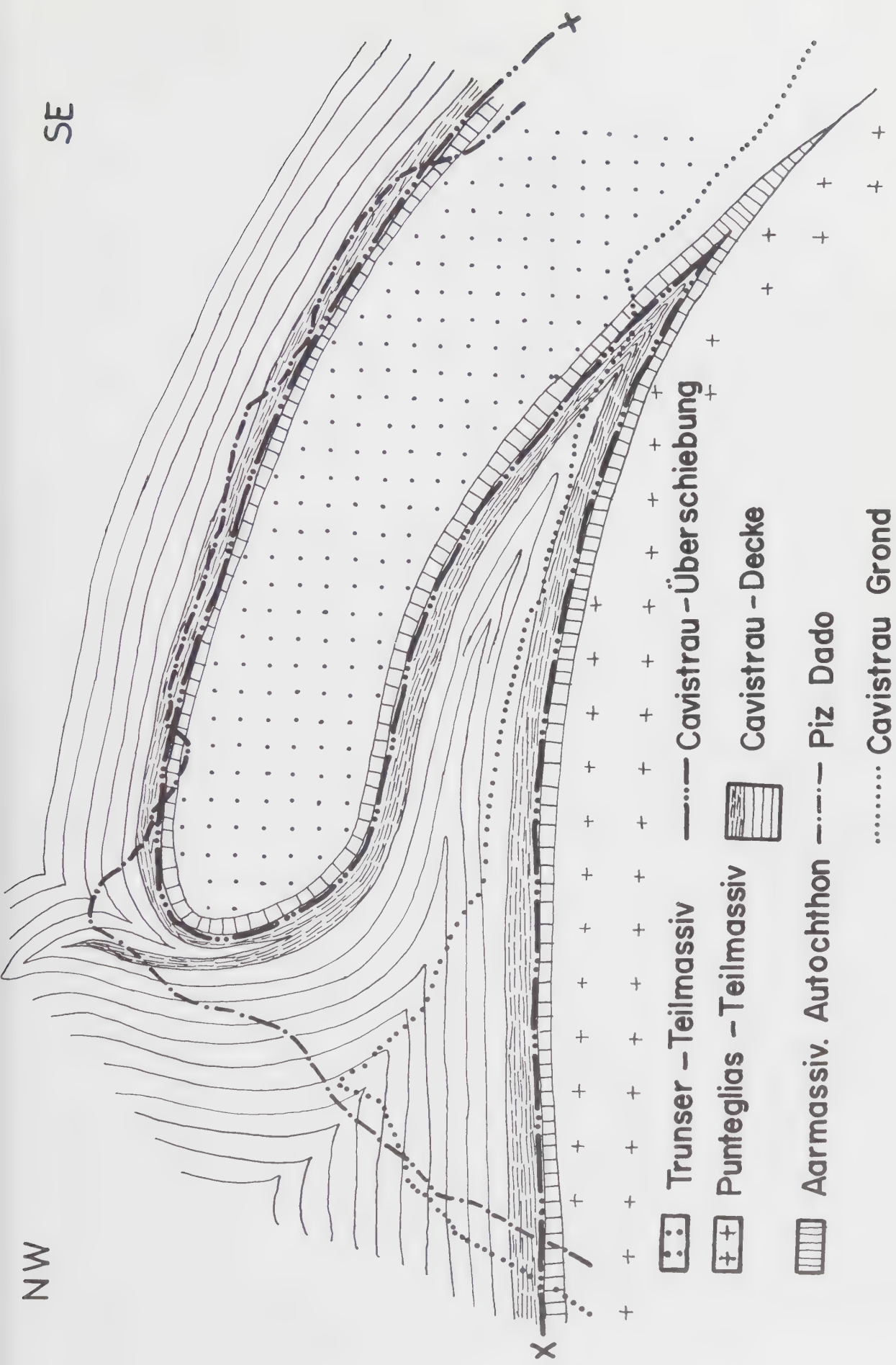
4.1 A l l g e m e i n e s

Seit THEOBALD vor genau hundert Jahren die ersten tektonischen Profile durch den "Brigelser Gebirgsstock" veröffentlichte, war der geologische Bau dieses berühmten, aber selten besuchten Bergmassivs fast ununterbrochen Objekt verschiedenartigster Spekulationen (vergl. Abschnitt 4.8 p.103). Wie schon in der Einleitung erwähnt, lagen die Schwierigkeiten zur Hauptsache in der verwickelten Detailtektonik der Gipfelregionen. Da aber dort - bei bekannter Stratigraphie - zugleich ausgezeichnete Aufschlussverhältnisse herrschen, liess sich die Neuaufnahme in befriedigender Weise vornehmen. Eine reine Feldstecherkartierung der alpinistisch schwierigen Wände führte allerdings nur in den seltensten Fällen zum Erfolg. Methodisch ging ich meist so vor, dass ich eine unbekannte Gipfel flanken so genau als möglich mit all ihren auffälligen Orientierungsmerkmalen wie Schneeflecken, Runsen usw. von einem Nachbargipfel aus zeichnete und darauf - soweit dies möglich war - die Wand an verschiedenen Stellen durchstieg. In die Wand eingestiegen, konnte ich mich dann anhand meiner Skizze orientieren und die geologischen Verhältnisse nachträglich einzeichnen. Diese Arbeitstechnik war sehr mühsam und zeitraubend, führte aber zu positiven Resultaten. Der vorher scheinbar widersprüchliche Aufbau der einzelnen Gipfel liess sich schliesslich auf ein relativ einfaches Schema zurückführen. Trotzdem noch viele Probleme ungelöst bleiben, konnte doch der tektonische Aufbau der Brigelserhörner im wesentlichen abgeklärt werden.

Glücklicherweise ist in den schlechter aufgeschlossenen unteren Regionen die Tektonik meist weitaus einfacher, so dass auch

NW

SE



Figur 4

dort nicht allzu spekulativ gearbeitet werden musste. Eine Ausnahme bildet lediglich die Val Flem mit ihren schlecht aufgeschlossenen Talflanken. Die ausserordentlich wichtige Korrelation der tektonischen Elemente über dieses Tal hinweg war - nach der Entwirrung des Aufbaus der Brigelserhörner - eine Hauptaufgabe meiner Arbeit. Eine eindeutige und streng beweisbare Lösung dieses Problems konnte nicht erbracht werden. Dank einigen neuen Beobachtungen konnte aber auch hier eine Hypothese, welche den sichtbaren geologischen Verhältnissen Rechnung trägt, ausgearbeitet werden.

4.2 S ü d l i c h e s A a r m a s s i v u n d C a v i s t r a u D e c k e

4.21 T e i l a n a l y s e d e r B e w e g u n g s - a b l ä u f e a n h a n d e i n e s S c h e m a s

Zum besseren Verständnis der folgenden Profile werden die Grundzüge der Tektonik vorerst schematisch erläutert (Fig. 4). Dieses Schema stellt eine Abstraktion sämtlicher Querprofile zwischen Val Flem und Val Punteglias dar.

Der Geometrie der Cavistrau-Decke liegt ein relativ einfaches Prinzip zugrunde, das sich - an den einzelnen Gipfeln jeweils modifiziert - von der Val Flem bis zur Val Punteglias durchgehend verfolgen lässt. Wie schon in der Einleitung ausgeführt wurde, differenzierte sich schon in einer frühen Phase das südliche Aarmassiv längs der Frisalstörung vom mittleren Aarmassiv, d.h. der Limmernkuppel. Ueber diese relativ höher liegende südliche Scholle schob sich nun eine südlichere Einheit, die Cavistrau-Decke. Bei diesem Vorgang wurde die ursprünglich mehrere 100 m mächtige autoch-

thone, mesozoisch-tertiäre Sedimenthülle bis auf eine dünne Haut von wenigen Metern Dicke abgeschert. Die Cavistrau-Decke besteht aus einer primär verkehrtliegenden Serie von Verrucano, Trias, Dogger und Malm. Nach der Ueberschiebung der Cavistrau-Decke hob sich das südliche Aarmassiv an der Frisallinie weiter hinaus und differenzierte sich zudem in zwei Teilmassive, das Punteglias-Teilmassiv im N und das Trunser-Teilmassiv im S. Die Cavistrau-Decke verhielt sich dabei passiv, als tektonische Sedimentbedeckung dieser beiden Kristallinschollen. Die wohl primär nur leicht gekrümmte Ueberschiebungsfläche wurde in der in Fig. 4 dargestellten Weise eingefaltet (annähernd S-förmig). In der Cavistrau-Decke bildete sich, infolge der Differenzierung ihrer Unterlage, im N eine grosse Synform, deren normalliegender SE-Schenkel ("verkehrte Verkehrtserie") seinerseits wieder - allerdings in bedeutend kleinerem Ausmass - in eine Antiform und Synform aufgespalten wurde.

Wie die Cavistrau-Decke unmittelbar vor der Aufspaltung des südlichen Aarmassivs in Punteglias- und Trunser-Lappen ausgesehen hat, ist wohl kaum mehr zu eruieren. Sie dürfte aber nach der Ueberschiebung kaum als undeformiertes "Brett" vorgelegen haben.

Die aus der Geometrie (vergl. Fig. 4) zu folgernde Auftrennung der Bewegungsabläufe in zwei deutlich aufeinander folgende Phasen ist bis zu einem gewissen Grade willkürlich, da aus der geometrischen Analyse der tektonischen Profile nicht entschieden werden kann, ob zwischen der Ueberschiebung der Cavistrau-Decke und der Zerschlitzung des südlichen Aarmassivs eine Periode tektonischer Ruhe herrschte, oder ob die beiden Phasen harmonisch ineinander übergingen. Sicher ist lediglich, dass die Aufspaltung des südlichen

Aarmassivs nach der Ueberschiebung erfolgte. Der eben geschilderte Bewegungsablauf stellt aber nur einen kleinen Ausschnitt aus den orogenetischen Vorgängen dar, die zu der in Figur 2 dargestellten Konfigurationen führten. Dieser lokale Ausschnitt aus der Kinematik ist für das Verständnis der folgenden Profile aber unerlässlich und wurde deshalb vorweggenommen. Am Schluss des tektonischen Teils wird dann der Versuch unternommen, die beiden Phasen in einen grösseren Zusammenhang einzuordnen.

Die oben definierten tektonischen Elemente (südliches Aarmassiv, Cavistrau-Decke) tauchen mit $10 - 20^\circ$ Neigung axial gegen ENE ab. Dieses Axialgefälle hat zur Folge, dass die Erosion von E nach W kontinuierlich tiefere tektonische Stockwerke blosslegte. Mit andern Worten: der Cavistrau Grond ganz im W mit seinen 3252 m/M. liegt tektonisch gesehen tiefer als der Piz Dado (2699 m/M) am NE-Rand des untersuchten Gebietes. Die dazwischenliegenden Gipfel nehmen sinngemäss eine ihrer geographischen Lage entsprechende tektonische Zwischenstellung ein (vergl. Fig. 4).

4.22 Tektonische Detailprofile durch die Gipfelkette.

Der Piz Dado, am E-Ende der Brigelserhörner, enthält den Schlüssel zu deren Tektonik. Das in Figur 5 dargestellte Profil veranschaulicht die tektonischen Verhältnisse.

Das Trunser-Massiv ist, dank der im E weniger tief greifenden Erosion, noch vollständig erhalten. Seine Stirnumbiegung samt der vorderen Rückenpartie ist in der hinteren Val Miez sehr gut sichtbar. Ebenso schön aufgeschlossen ist - dem Rücken des Trunser-Massivs aufliegend - die vollständige Schichtreihe der Cavistrau-Decke, die den SE verlaufenden

Grat zwischen der Val Dado und der Val Miez aufbaut. Die Schichtfolge ist allerdings im unteren Talabschnitt reduziert. Unmittelbar oberhalb der Alp Tschegn steht der Verrucano im direkten Kontakt mit der aarmassivischen Trias. Dieses Aussetzen der jüngern Schichtglieder gegen S hängt mit der primären Anlage der Cavistrau-Decke zusammen, welche offenbar nur in ihren frontalen nördlichen Abschnitten einen vollständig entwickelten Verkehrtshaken besass, und beruht nicht auf einer nachträglichen tektonischen Ausquetschung. Die Schichtgrenzen der Cavistrau-Decke verlaufen im untern Teil des Gratrückens im wesentlichen diskordant zur Obergrenze des Trunser-Massivs. Erst unmittelbar über dem Kristallin schmiegen sie sich diesem an (vergl. Fig. 5).

Eine weitere lokale Komplikation stellen die Staffelbrüche dar, die ungefähr 300 - 400 m SE der Plaunca dil Cugn anzutreffen sind. Die südlichen Pakete sind jeweils um wenige Meter gegenüber den nördlichen emporgesetzt.

Eine häufig anzutreffende Erscheinung in der Cavistrau-Decke ist die starke Schwankung in den Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder. So reduziert sich zum Beispiel im nördlichsten Paket des vorhin erwähnten, durch Staffelbrüche gestörten Abschnittes südöstlich der Plaunca dil Cugn, die Mächtigkeit in der Rötiserie von anfänglich 30 m kontinuierlich auf wenige cm. Dieser tektonischen Ausdünnung der Rötiserie parallel geht eine ebenso kontinuierliche Mächtigkeitszunahme des Doggers (vergl. Fig. 5).

Im allgemeinen wurde die Cavistrau-Decke alpin bruchlos deformiert. Die wenigen beobachteten Brüche scheinen alle auf ein sehr frühes alpines Stadium zurückzugehen.

Die Synform - Antiform - Aufspaltung des grossen, normal liegenden S-Schenkels befindet sich unmittelbar vor der Stirn des Trunser-Massivs. Im Kern der kleinen Synform liegt, tektonisch repetiert, die Rötiserie, die den Piz Dado aufbaut und der sich direkt nördlich die schmale Antiform mit ihrem Doggerkern anschliesst. Im Nordschenkel der schmalen Antiform ist die Rötiserie tektonisch stark reduziert; nur mehr einige Boudins liegen dort zwischen der Quartenserie und dem Verrucano.

Da die Deformation der Cavistrau-Decke vor der Differenzierung des südlichen Aarmassivs nicht mehr zu rekonstruieren ist, kann über die Gründe, die zu dieser geometrischen Anordnung vor der Massivstrin führten, kaum mehr Verbindliches ausgesagt werden. Möglicherweise existierte die erwähnte Anordnung - wenigstens im Ansatz - schon vor dem Vor-schub des Trunsermassivs.

Markantestes Schichtglied der gegen die Val Frisal abfallenden Hänge ist der Verrucano. Ueber dem Puntegliasgranit mit seiner autochthonen Trias folgt die vollständige Verkehrtserie der Cavistrau-Decke mit dem nur wenig mächtigen Altme-sozoikum.

Das Profil durch den Piz Dado stimmt, abgesehen von den tektonischen Reduktionen einzelner Schichtglieder, völlig mit dem Schema der Fig. 4 überein. Die exakte kartographische Aufnahme dieser Region führte denn auch - dank den guten Aufschlussverhältnissen - zu einer eindeutigen Lösung. Die dort festgestellten tektonischen Elemente liessen sich unschwer in den westlich anschliessenden Profilen wieder erkennen. Zu-vor sei aber noch die östlich angrenzende Region kurz ge-streift.

Während das Punteglias Teilmassiv konstant mit 9° axial gegen ENE abtaucht, fällt das Trunser Teilmassiv östlich der Val Miez mit 19° bedeutend steiler ab. Nach dem Abtauchen unter den Grat zwischen der Val Miez und der Val Dado erscheint es noch einmal im "Kristallinfenster" der hinteren Val Dado, um dann bis zu seinem Wiederauftauchen im Querschnitt der Val Flem völlig unter dem Verrucano der Cavistrau-Decke zu verschwinden. Parallel dazu taucht natürlich auch die dem Trunser-Massiv aufliegende Cavistrau-Decke ab. Dieses Abtauchen hat zur Folge, dass ihre jüngeren Schichtglieder gegen E kontinuierlich unter dem Hangenden Verrucano verschwinden. Im hintern Talkessel der östlichen Val Dado ist das vollständige Altmesozoikum der Cavistrau-Decke zwar noch einmal aufgeschlossen, verschwindet dann aber gegen E rasch unter dem Verrucano.

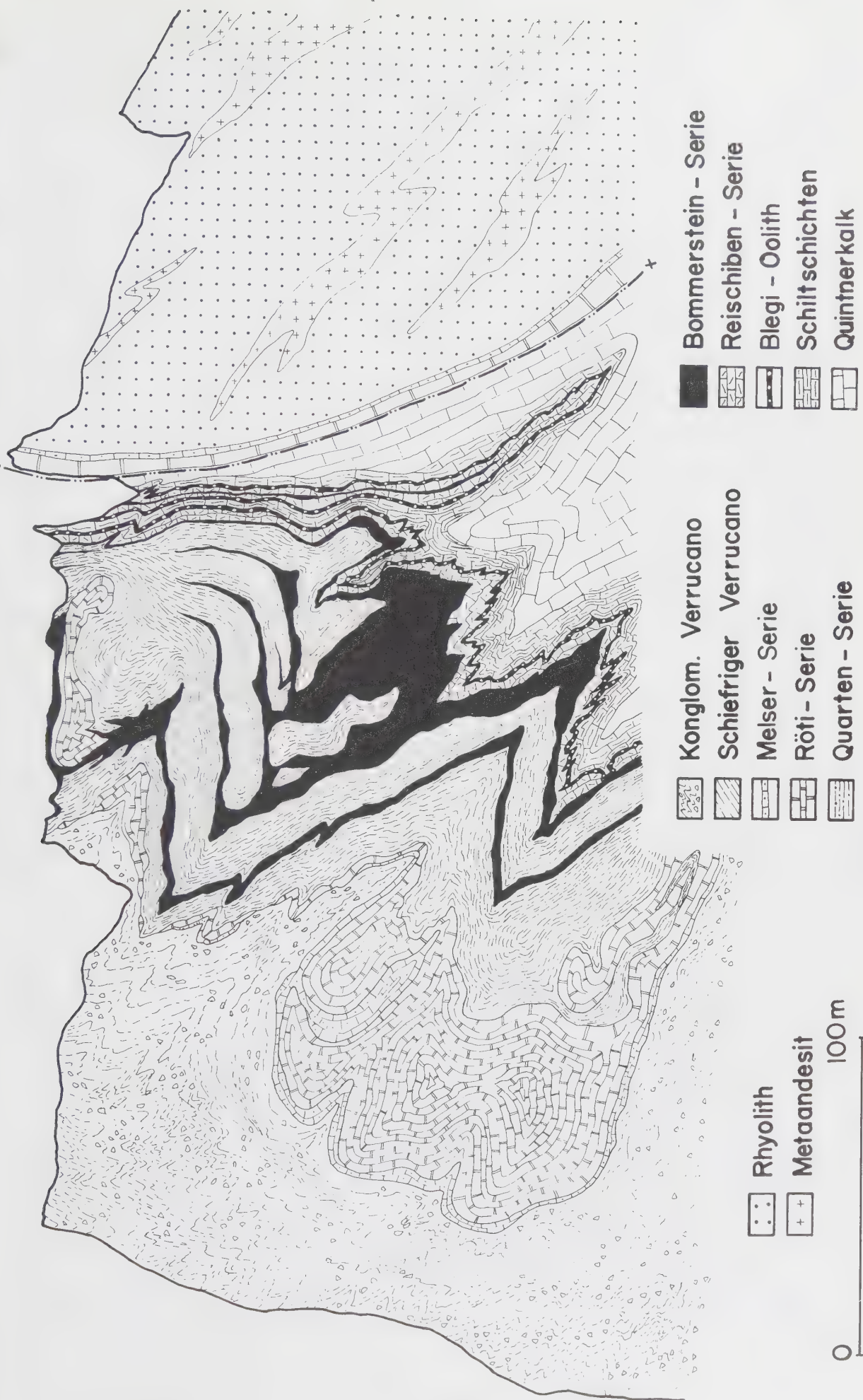
Die kleinen Synform - Antiform - Elemente vor der Massivstirn zeigen eine analoge östliche Fortsetzung. Die tektonisch repetierte Rötiserie des Piz Dado verschwindet nach 500 m ebenfalls unter dem Verrucano, während das Altmesozoikum des tektonisch am höchsten liegenden Elementes, der schmalen Antiform, folgerichtig am weitesten nach E aufgeschlossen bleibt. SW von Laderneu bildet es einen schmalen, allseitig von Verrucano umschlossenen Zug, der vorerst nach ENE verläuft, später aber rasch nach SE abdreht. Dieses Abdrehen der Streichrichtung nach SE liegt im tektonischen Verhalten des Trunser-Massivs begründet. Vom Piz Tumpiv streicht dessen Stirn praktisch geradlinig ENE um dann SW von Laderneu plötzlich nach SE umzubiegen. Im NE-Hang der Val Punteglias ist die schon im stratigraphischen Teil beschriebene Faziesänderung im Verrucano zu beobachten. Im hintern und mittleren Abschnitt der Val Frisal transgrediert die Melserserie im N-Schenkel der grossen Synform noch auf Sernifit,

der aber gegen den Talausgang allmählich durch die Schiefer verdrängt wird. In der autochthonen Sedimentbedeckung des Punteglias-Massivs zeigt sich ein gewisses Abweichen von der Norm, indem nämlich beim Crap Gavigliauna am Ausgang der Val Frisal die Rötiserie unvermittelt stark an Mächtigkeit zunimmt (40 m). Zudem ist an dieser Stelle die autochthone Quartenserie synklinal im Rötidolomit eingefaltet.

Oestlich der Val Flem ändert sich der tektonische Stil schlagartig. Die mit der Korrelation der tektonischen Einheiten beidseits der Val Flem zusammenhängenden Probleme werden später (S.100) diskutiert.

Wie schon bei der Besprechung des Schemas (Fig. 4) erläutert wurde, legte die Erosion gegen W kontinuierliche tiefere tektonische Stockwerke bloss. Ueber die Val Miez hinweg sind die Aufschlüsse durch glaziale Ablagerungen unterbrochen. Der die südöstliche Verlängerung des Piz Dadens bildende Grat zwischen der Val Miez und der Val Dadens ist vollständig aus Kristallin des Trunser-Lappens aufgebaut. Die Sedimente auf dem Massivrücken sowie natürlich auch die darauflagernde Cavistrau-Decke sind durch die Erosion entfernt worden. Vor der Massivstirne bietet sich, vor allem in der Westwand, ein äusserst verwickeltes Bild (Fig. 6). Erstaunlicherweise lassen sich aber die schematischen Elemente trotzdem mühelos finden.

Ueber dem Kristallin und seiner im Vergleich zur Cavistrau-Decke nur schwach deformierten Trias folgt mit einem scharfen Ueberschiebungskontakt der Quintnerkalk. Die sekundäre Synform zeigt nur auf der E-Seite ihren Doggerkern; in der W.-Wand ist sie ausgequetscht. Die unmittelbar nördlich anschliessende Antiform mit den Schiltschichten im Kern sticht



Figur 6

einige Meter nördlich des Gipfels in die Luft aus und bildet einen auffälligen, sowohl von der Val Miez, als auch von der Val Dadens aus gut sichtbaren Zahn. Die beschriebene Synform-Antiform-Folge kann nur mehr auf einer kurzen Strecke unterhalb des V-förmigen Einschnittes im Gipfelgrat verfolgt werden, dann wird sie ausgequetscht. Ueber der autochthonen Röti-Serie kommt hier somit eine "einfache" Malm-Dogger-Trias-Verrucano-Abfolge, wobei die knorrigen Opalinus-schiefer der Bommerstein-Serie auf die in der Figur 5 dargestellten Weise in die Quarten-Serie hineingepresst wurden. Die gesamte Deformation erfolgte fast völlig bruchlos. Es muss ein hochplastischer Zustand geherrscht haben. Die starken Mächtigkeitsschwankungen des Dolomites hingegen kommen dadurch zustande, dass er als sprödes, kompetentes Glied innerhalb einer plastischen Folge in Stücke zerrissen wurde.

Wie es zu dem in Figur 6 dargestellten, äusserst verwickelten Bild unterhalb des Gipfelgrates kam, ist wohl kaum mehr zu rekonstruieren. Die in der W-Wand sichtbare, eigenartige Geometrie der Trias und des untersten Doggers ist auf der E-Seite des Piz Dadens nicht mehr anzutreffen. Die dargestellten Gebilde müssen demnach gegen E rasch auskeilen.

Die mächtige Röti-Serie, die vom N-Gipfel des Piz Tumpiv gegen die Val Dadens hinunterzieht, verschwindet nur während einer kurzen Strecke unter dem Schutt des hintern Talabschnittes. Diese normalliegende (d.h. zweimal überkippte) Trias gehört zum Südschenkel der grossen Synform und ist zwischen der oberen Val Dadens und dem Cavistrau Pign mächtig entwickelt. Zwischen Piz Tumpiv und Val Dadens stimmt ihr Axialgefälle ungefähr mit der Hangneigung überein. Den besten Einblick in die Tektonik dieses massiv gebauten Gipfels gewinnt man vom Cavistrau Pign aus. Zwischen diesen

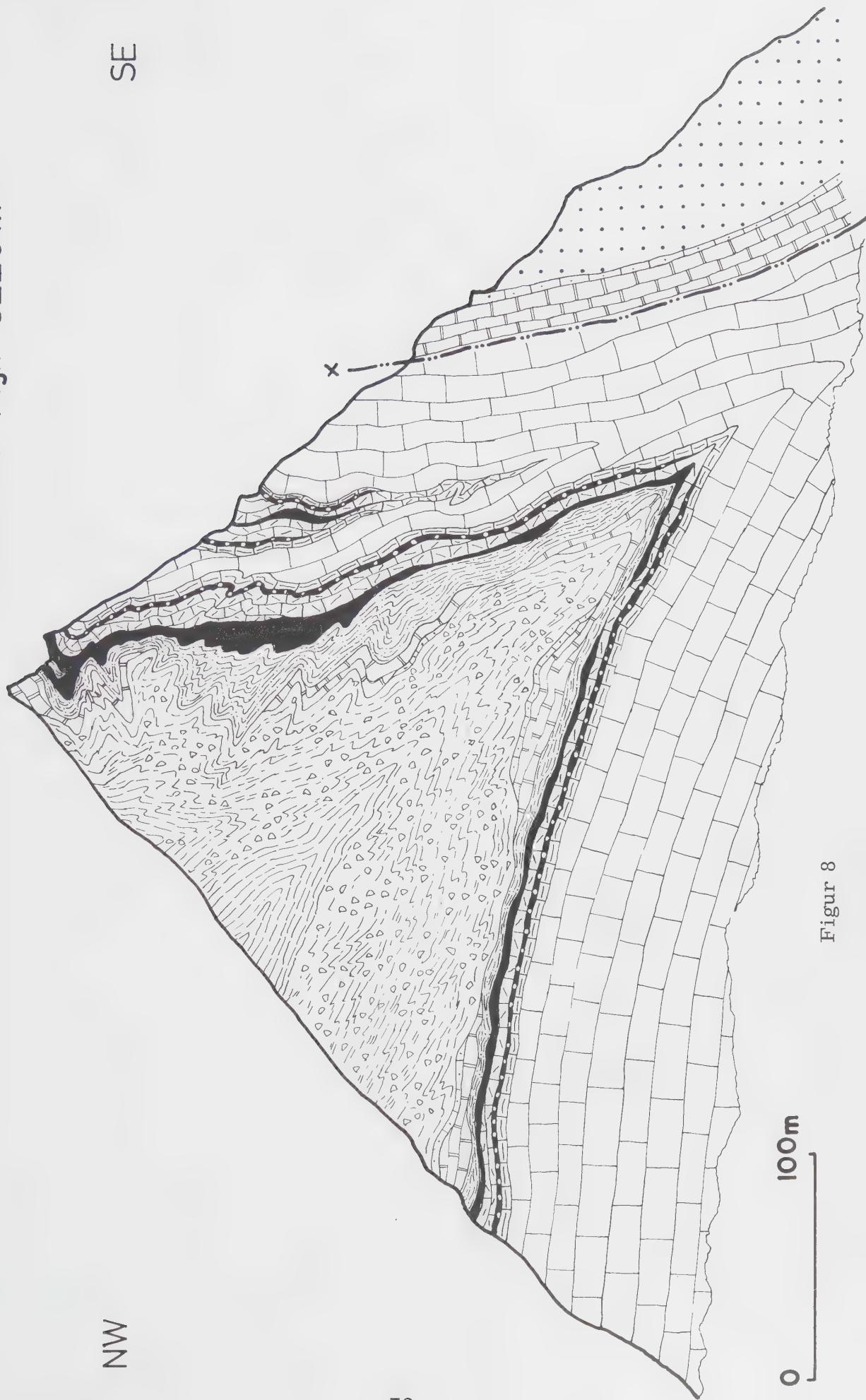
beiden Gipfeln befindet sich auf der S-Seite ein tiefes, bis auf den Verrucano eingeschnittenes Kar mit einem Gletscher im Hintergrund. Da dieser Taleinschnitt praktisch rechtwinklig zum Streichen verläuft, erhält man in den beidseitig nahezu senkrechten Wänden ein klares Bild des tektonischen Aufbaus, umsomehr als die Lokalitäten mit schwieriger Detailtektonik leicht zugänglich sind. Im Gegensatz zum Piz Dadens ist der Tumpiv - abgesehen von der Schlingentektonik in der Synform-Antiform-Abfolge vor der Stirn des Trunser-Massivs - äusserst einfach gebaut (Fig. 7). Da das Axialgefälle gegen E ungefähr mit der Hangneigung übereinstimmt, bildet die unterhalb des Gipfelgrates in der W-Wand ausstechende Synform-Antiform-Folge relativ komplizierte Intersektionen mit der Oberfläche der E-Wand. In der grossen Synform im N fällt wiederum die starke Boudinierung der Röti-Serie auf. Dieses Phänomen konnte schon im Profil durch den Piz Dadens beobachtet werden.

Zwischen Tumpiv und Cavistrau Pign liegt das bereits erwähnte, steile Kar. Die südlichen Partien der beiden Gipfel sind dadurch sehr schön im Profil sichtbar. Der Bau des kleinen Cavistrau entspricht völlig dem Schema der Figur 4. Im NW erscheint die grosse Synform mit dem Verrucanokern, deren Röti-Serie wiederum stark boudiniert ist. Die inkompetenten Quarten- und Molterschiefer sind disharmonisch verfaltet. Diese disharmonischen Falten und die extreme Boudinierung der Röti-Serie sind in der W-Flanke des Gipfels ausgezeichnet aufgeschlossen (Fig. 8). Die Anordnung der Falten entspricht theoretisch derjenigen in einem Verkehrtsschenkel, was darauf hindeutet, dass diese spitzen Kleinfalten erst während der zweiten Phase bei der Aufschiebung des Trunser-Teilmassivs entstanden sind.

Cavistrau Pign 3220m

SE

NW



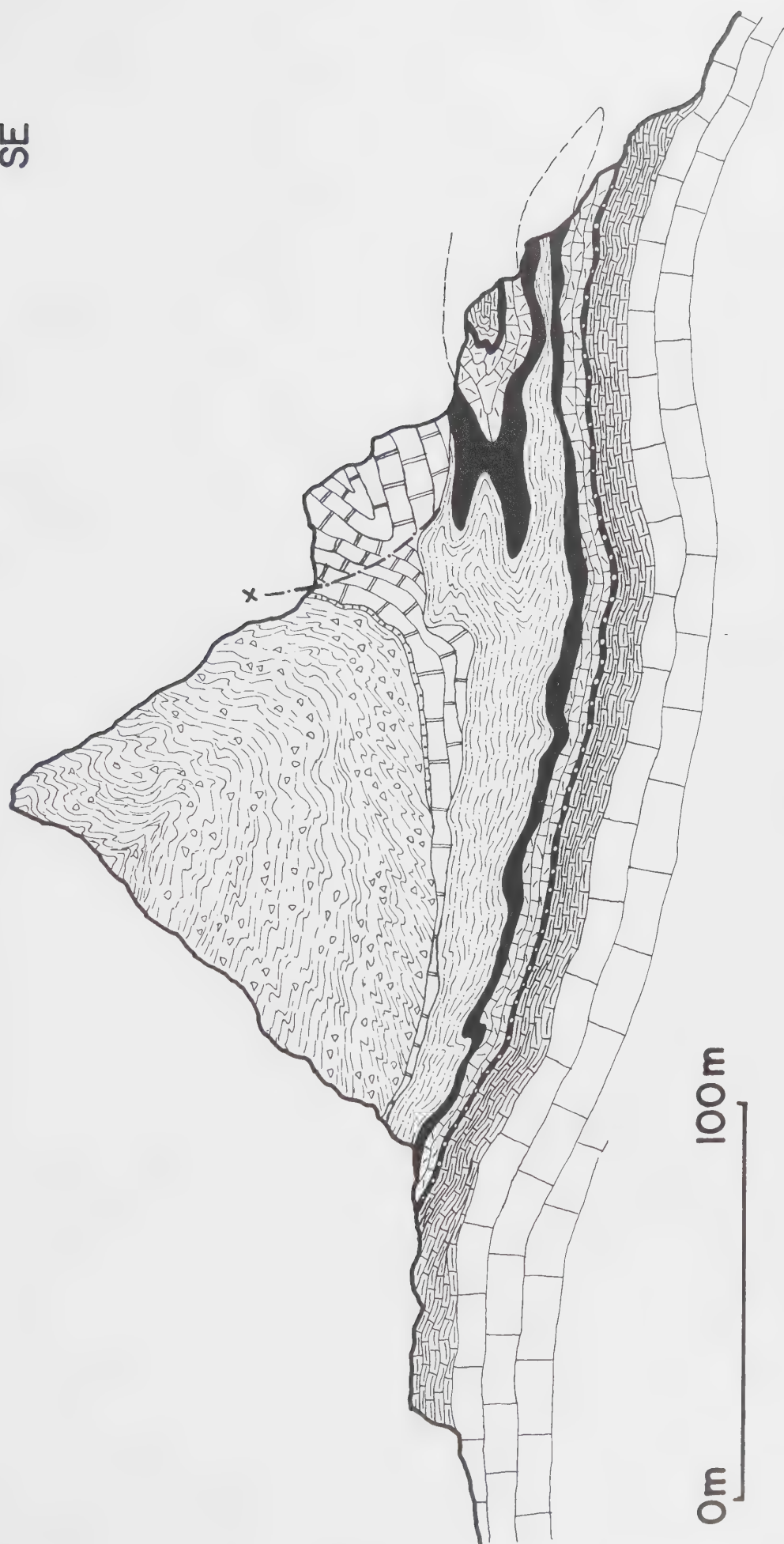
Figur 8

Die Schiltschichten der kleinen Doggersynform sind auf wenige dm reduziert. Der Malm zeigt auf der E-Seite des Gipfels noch ungefähr dieselbe Mächtigkeit wie am Tumpiv, schwillt dann aber W des Gipfels unvermittelt stark an. Der vom Gipfel gegen SE hinunterziehende Grat (Fig. 8) ist - abgesehen vom fast beständigen Steinschlag - leicht begehbar. Die Schichten konnten daher an Ort und Stelle identifiziert werden.

Im Profil durch den Cavistrau Grond (Fig. 9) ist die Synform-Antiform-Differenzierung vor der Massivstirn nicht mehr erhalten. Sie wurde durch die Erosion völlig entfernt. Von der grossen Synform im NW ist nur mehr der verkehrtliegende Schenkel teilweise sichtbar, während der normalliegende noch reliktdisch im Gipfelverrucano angedeutet ist. Wiederum sind Quarten- und Bommerstein-Serie disharmonisch verfaltet. Eine kleine, nach NW überliegende Antiform sticht von SE in die Quarten-Serie hinein (Fig. 10). Auffällig ist die Winkeldiskordanz zwischen Verrucano und Trias, die nur an dieser einzigen Stelle beobachtet werden konnte (Fig. 10) und die höchstwahrscheinlich rein tektonischer Natur, d.h. auf das verschiedene Verhalten von unterer und mittlerer Trias einerseits und oberstem Verrucano andererseits, gegenüber mechanischer Beanspruchung zurückzuführen ist.

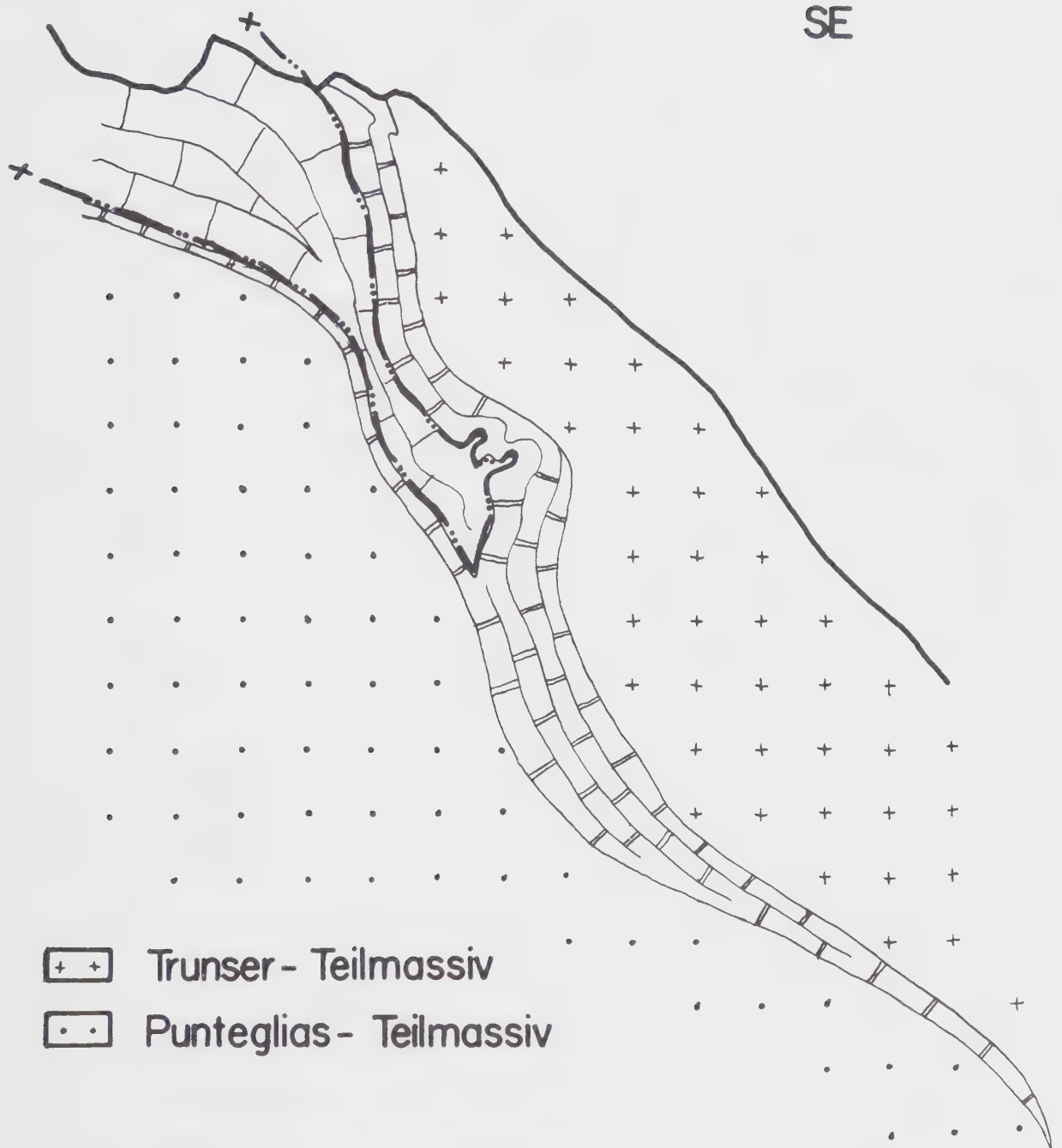
In der südöstlichen Verlängerung des Gipfels befindet sich die weit nach S zurückreichende Punteglias-Mulde, deren Kern auf der östlichen Talseite der Val Punteglias abgeschlossen ist. Auf der andern Talseite setzt er sich noch für eine kurze Strecke gegen SW fort, um dann schliesslich axial in die Luft auszusteichen. In der Figur 11 ist er im Detail dargestellt. Auffällig sind wiederum die extremen Mächtigkeitsschwankungen der Röti-Serie.

WS



Figur 10

Figur 11



Die Ausbisslinie der Cavistrau-Ueberschiebung auf der östlichen Seite der Val Punteglias zwischen der Barcun Frisal Sut im NW und der Alp de Punteglias im SE ist fast durchgehend aufgeschlossen und leicht zugänglich. Ueber dem Puntegliasgranit und der autochthonen Melser-Serie bildete sich durch die Verwitterung eine schmale (0,5 - 1 m), mit Schutt bedeckte Stufe, deren Verlauf sogar auf der Landeskarte 1 : 25'000 gut zu verfolgen ist. Die Melser-Serie fehlt nur im südlichen Teil der Punteglias-Mulde (Fig. 11), wo das aarmassivische Kristallin in direktem Kontakt mit der autochthonen Röti-Serie steht. Die erwähnte, wenige m mächtige Melser-Serie wird ihrerseits im südlichen und nördlichen Abschnitt des Punteglias-Massivs normalstratigraphisch von der Röti-Serie überlagert. Im mittleren Massivabschnitt hingegen, wo die posttriadische Erosion bis auf den Melser-sandstein hinuntergriff, folgt auf diesen trangressiv basaler Dogger (vergl. strat. Profil 7).

Die eben beschriebene, nur wenige m mächtige aarmassivische Sedimenthaut wird entlang einem scharfen Ueberschiebungskontakt durch den Malm der Cavistrau-Decke abgeschnitten. Im S besteht deren Basis aus Quintnerkalk, im N aus Korallenkalk. Der Verkehrtsschenkel der Decke enthält gegen NW eine nach oben immer vollständigere Sedimentserie.

Dass der Kontakt zwischen Dogger und Malm wenige m über dem kristallinen Punteglias-Massiv tektonischer Natur ist, lässt sich beweisen: an der Basis der Decke wurden Rötidolomit-Schürflinge mitgeschleppt, welche sich nun zwischen autochthonem Dogger und überschobenem Malm befinden. Ausserdem liegt die hangende Malmserie eindeutig verkehrt (Strat. Profil 11), was natürlich einen stratigraphischen Kontakt mit dem liegenden Dogger ausschliesst.

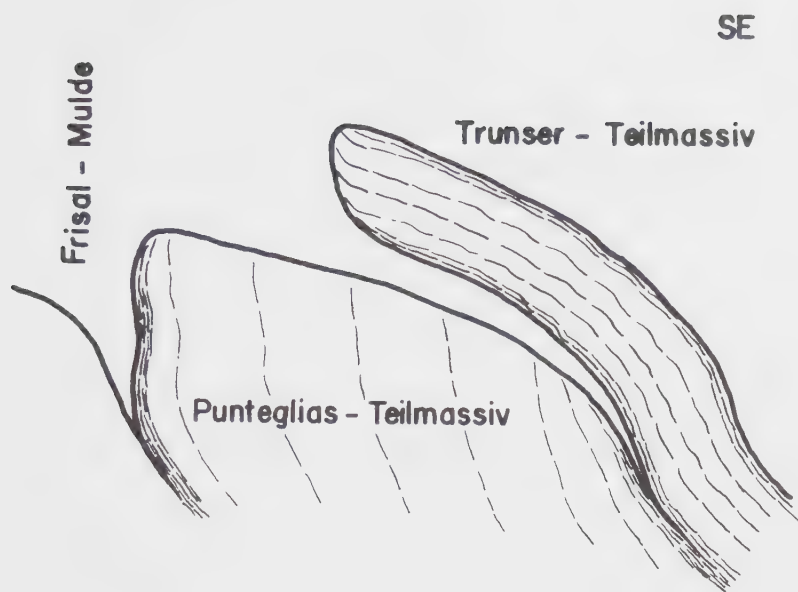
4.23 Die alpin-tektonische Ueberprägung des südlichen Aarmassivs

Die spätalpine Aufspaltung des südlichen Aarmassivs in Punteglias- und Trunser-Teilmassiv lieferte ein interessantes Beispiel einer Scherfaltenbildung grössten Ausmasses in kristallinen Gesteinen. Dank dem schon erwähnten Phänomen der kontinuierlichen Blosslegung tieferer tektonischer Stockwerke gegen W, sind alle Teile des Profils durch das Trunser Teil-Massiv, je nach ihrer tektonischen Stellung, irgendwo zwischen der Val Punteglias und der Val Flem der Beobachtung zugänglich. In der Figur 14 ist das südliche Aarmassiv schematisch dargestellt. Die Strichsignaturen stellen den Verlauf der alpinen Schieferung dar. Ihre Dichte gibt gleichzeitig ein ungefähres Mass für die Intensität der mechanischen Ueberprägung. Natürlich wurden für die Abschätzung dieser Intensität nur mechanisch vergleichbare Gesteine berücksichtigt.

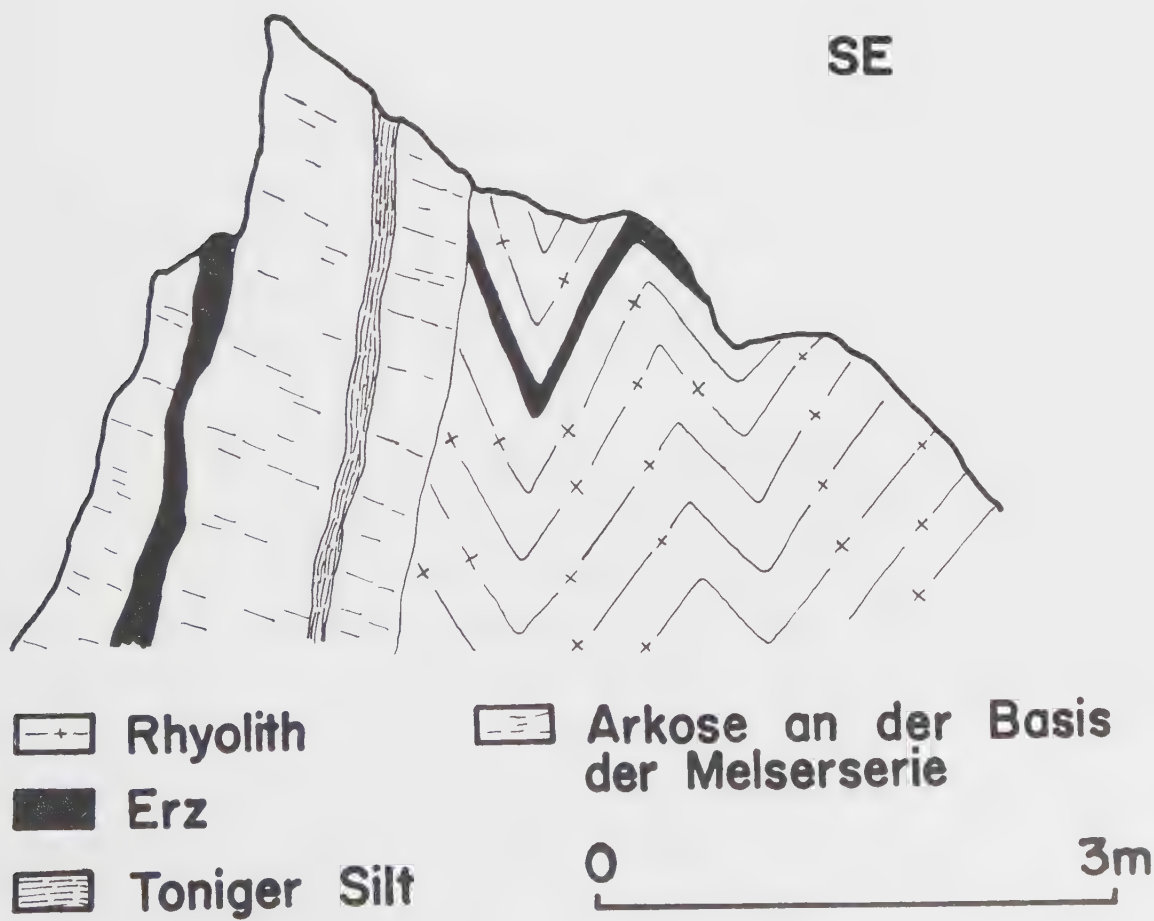
Die am stärksten beanspruchten Zonen befinden sich am S-Ende der Punteglias-Mulde, beidseitig des Rötidolomites (Fig.11). Das dortige Kristallin wurde zu einem phyllitischen Ultramylonit ausgewalzt. Diese extrem tektonisierte Zone unterhalb des Rötidolomites im Punteglias-Massiv ist etwa 4 - 5 m breit, während sie im darüberliegenden Trunser-Massiv im selben Gestein nur etwa einen m misst. Eigenartigerweise finden sich diese breiten Verschiebungszonen ausschliesslich beidseitig des Dolomites. In der Verlängerung der Punteglias-Mulde gegen S ist nur mehr eine wenige cm breite mylonitisierte Zone zu beobachten.

Stark verschiefert ist auch die Rückenpartie des Trunser-Massivs, vor allem in der Kontaktzone mit der Disentiser-Mulde.

Figur 12



Figur 13



Das Punteglias Teil-Massiv ist - mit Ausnahme der schon erwähnten Grenzzone gegenüber dem Trunser-Massiv und einer 10 bis 20 m breiten Zone südlich der Frisal-Mulde - im Vergleich zum Trunser-Massiv relativ schwach überprägt worden (Fig. 12). Die eben erwähnten Zonen extremer mechanischer Beanspruchung sind mit grosser Wahrscheinlichkeit der alpinen Ueberprägung zuzuordnen.

Die heutige Form des Trunser-Massivs ist im wesentlichen auf eine gleitbretterartige Zerschierung zurückzuführen. Das von der Zerschierung herrührende primäre Clivage wurde später noch leicht gefaltet (Fig. 12). Diese späte Faltung hatte jedoch keinen wesentlichen Einfluss mehr auf die heutige Gestalt des Massivs.

Das Trunser-Massiv verdankt seine Entstehung einer nahezu reinen Scherfaltung. Dass es sich nicht um primäre Biegefaltung handeln kann, welche dann sekundär zerschert wurde (Biegescherfaltung), wird daraus geschlossen, dass hinter der Massivstirne nirgends mehr Relikte einer alten Umbiegung gefunden werden konnten. Am Rand der Massivstirn zeigen sich Stauerscheinungen. Die Schieferung biegt in den letzten cm vor der Massivstirn durchwegs leicht gegen oben ab und schmiegt sich dem Verlauf des Stirnrandes an (Fig. 12).

Statt des erwähnten Anschmiegens kann aber auch eine leichte Verfaltung vor dem Stirnrand auftreten, wie das auf dem Piz Dadens beobachtet werden kann (Fig. 13). Die selektive Reaktion von Kristallin und Sedimenten auf mechanische Beanspruchung ist in den Brigelserhörnern mit extremer Deutlichkeit zu sehen. Während das gesamte Trunser-Massiv völlig mylonitisiert wurde (sprödes Verhalten), schmiegen sich die autochthonen Sedimente fast ungestört dem Verlauf des

Kristallinrandes an (plastisches Verhalten).

Leider fehlte mir die Zeit für detailliertere gefügekundliche Untersuchungen. Diese Angaben sollen lediglich einen ersten Ueberblick vermitteln.

M i k r o s k o p i s c h e U n t e r s u c h u n g e n

Sämtliche kristallinen Gesteine des südlichen Aarmassivs liegen im untersuchten Gebiet in kataklastischer oder mylonitischer Ausbildung vor. Bei der Namengebung im petrographischen Teil dieser Arbeit wurde bisher die mechanische Ueberprägung nicht berücksichtigt. Im Folgenden werden die verschiedenen Deformationsstadien an einigen ausgewählten Gesteinsgruppen diskutiert. Vorerst noch einige Erläuterungen zur verwendeten Nomenklatur. "Kataklasite" sind Gesteine, die Brucherscheinungen bis ins einzelne Mineralkorn aufweisen, ohne dass mechanische Paralleltextur vorhanden wäre (GRUBENMANN/NIGGLI 1924: p. 218).

"Mylonite" dagegen zeigen eine mechanische Paralleltextur (STAUB 1915). Es ist evident, dass die verschiedenen Deformationsstadien nur am selben Gestein miteinander verglichen werden können, da Art und Grad der Deformation ebenso eine Funktion des Mineralbestandes sind. Quarz- und glimmerreiche Gesteine verhalten einer mechanischen Beanspruchung gegenüber plastisch, während sich unter gleichen Bedingungen das Fehlen oder Zurücktreten dieser beiden Mineralgruppen in einem spröden Verhalten äussert (Diorite, Syenodiorite). Granite, Granodiorite und Quarzprophyre zeigen entsprechend ein intermediäres Verhalten.

a) Der Puntegliasdiorit: Dieses mittelkörnige Gestein verhält sich meist sehr resistent gegenüber mechanischer Einwirkung. Trotzdem es innerhalb des Trunser-Massivs verbreit-

tet ist, blieb es meist völlig massig. Einzig in der Zone der höchsten Beanspruchung, beidseitig des Südendes der Trunser-Mulde, wurde es in einer mehrere m breiten Zone zu Ultramylonit ausgewalzt. Die Photographien 5a - c zeigen die fortschreitende Mylonitisierung innerhalb der erwähnten Zone (vergl. auch Fig. 15).

Profil 12: S-Ende der Punteglias-Mulde unterhalb der Röti-Serie, linke Seite Val Punteglias.



5 m Diorit-Ultramylonit, im Handstück seifig anzufühlen. Im Gestein finden sich zahlreiche, gegen unten rasch zurücktretende Karbonatlinsen. - Uebergang.

5 m Diorit-Mylonit, Verschieferung gegen unten allmählich abnehmend - Uebergang.

Massiger Diorit-Kataklasit

b) Der Rhyolith: Als Beispiel dient die porphyrische Varietät. Die serizitischen Bewegungshorizonte, entlang denen die Zergleitungen stattfanden, sind im Mylonit der Photo 6a deutlich zu sehen. Die Kataklase fand im wesentlichen nur entlang diesen Bewegungshorizonten statt. Die dazwischenliegenden Partien wurden von der Zertrümmerung weitgehend verschont.

In einem fortgeschrittenen Stadium erfasste die Kataklase praktisch sämtliche Mineralien (Phot 6b), und das makroskopisch stark verschieferte Gestein zeigt auch unter dem Mikroskop eine ausgeprägte Paralleltexur (Photo 6c).

c) Der Granodiorit: Die abgebildete Folge fortschreitender Mylonitisierung kann innerhalb desselben Aufschlusses beobachtet werden (bei Tschegn Dado Sura). Photo 7a zeigt den normalen Granodiorit-Mylonit. Die Plagioklase sind meist völlig saussuritisiert und wurden zusätzlich zu flaserigen Gebilden deformiert (Bewegungshorizonte). In einem fortgeschrittenen Stadium (Photo 7b) sind auch die Feldspäte und Quarze zu einem grossen Teil zertrümmert. Schliesslich ist das Gestein infolge der Mylonitisierung nahezu gleichkörnig geworden (Photo 7c). Im Handstück erscheint es völlig homogen (Ultramylonit).

d) Der Syenodiorit und die übrigen Gesteine des Punteglias-Teilmassivs.

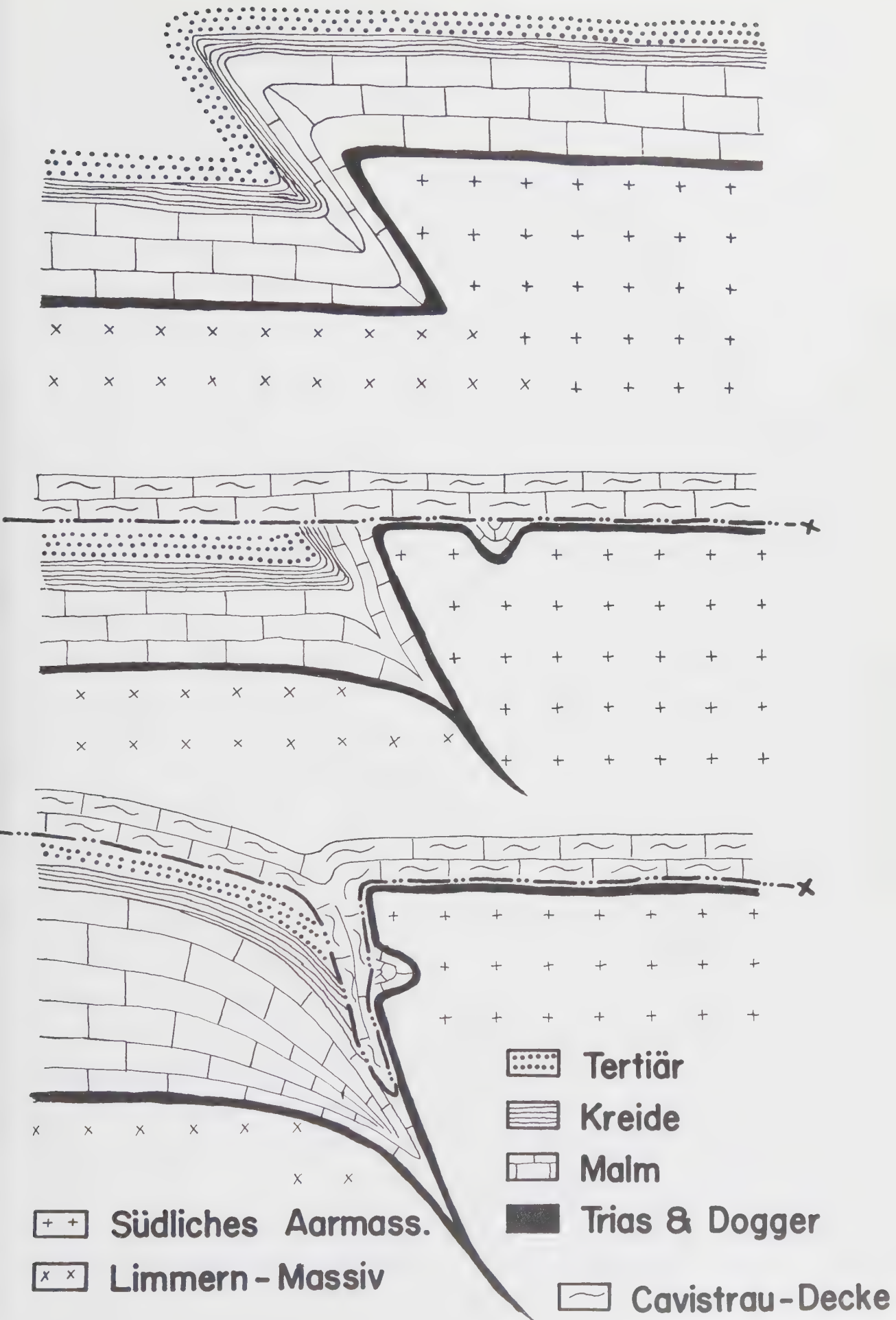
Die Verbreitung des Syenodiorites ist auf das nördliche Punteglias-Teilmassiv beschränkt. Im allgemeinen wurden die Gesteine dieses Massivs bedeutend schwächer beansprucht. Ausnahmen bilden die schon erwähnte Grenzzone gegenüber dem Trunser-Massiv unter dem S-Ende der Punteglias-Mulde, sowie ein 10 - 20 m breiter Streifen unmittelbar südlich der Frisal-Mulde, wo die sonst als Kataklasite ausgebildeten Syenodiorite mylonitisiert wurden (Photo 8a - b).

Die Zweiglimmerschiefer wurden ebenfalls mylonitisiert, doch sind hier sicher präalpine Ueberprägungen vorhanden (vergl. S. 28). Puntegliasgranit, Aplit-Pegmatit-Zone und aplitischer Granodiorit erscheinen vorwiegend in kataklastischer Fazies.

4.3 F r i s a l - M u l d e

Die das südliche Aarmassiv von der Limmernkuppel trennende Frisal-Mulde ist von grosser Wichtigkeit für das Verständnis der Kinematik der Glarner Schubmasse. Die Ergebnisse der Be-

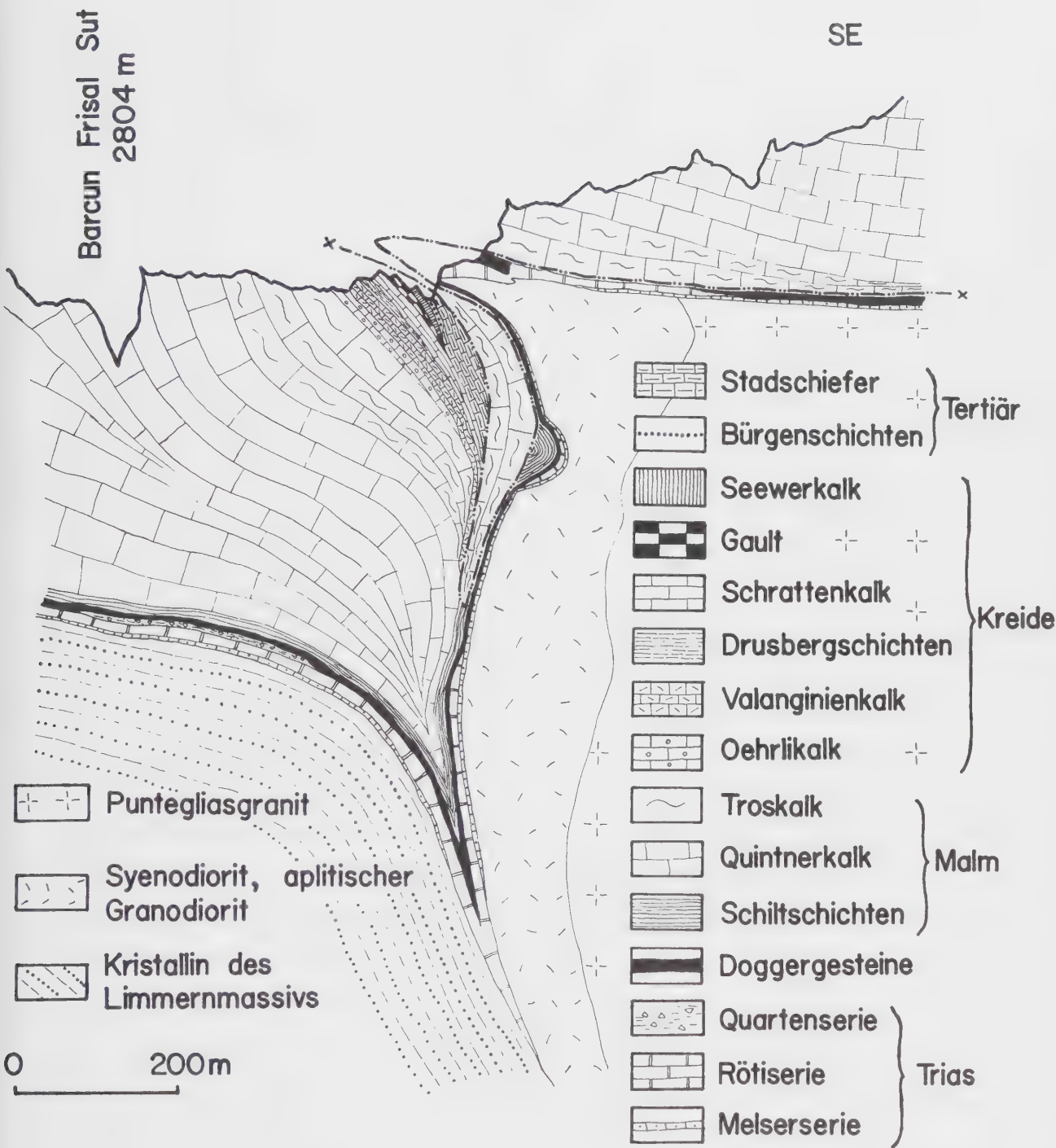
Figur 14



wegungsanalyse werden wiederum vorweggenommen und mit Hilfe eines Schemas erläutert (Fig. 14). Bei der in einer ersten Phase erfolgten Ueberschiebung der Cavistrau-Decke (vergl. Schema der Fig. 4) wurden die autochthonen Sedimente des südlichen Aarmassivs bis auf einen geringmächtigen Rest abgesichert. Ueber dem nördlich anschliessenden Limmern-Massiv hingegen blieben die mehrere 100 m mächtigen, mesozoisch-tertiären Sedimente unter der Haupt-Ueberschiebung der Glarner Schulmassen an Ort und Stelle erhalten. Dieses Phänomen kann nur dadurch erklärt werden, dass die Frisal-Mulde in irgendeiner Form schon existierte, als die Stirn der Cavistrau-Decke den S-Rand der Limmernkuppel erreichte. Zudem musste das südliche Aarmassiv im Zeitpunkt der Ueberschiebung flexurartig gegenüber der Limmernaufwölbung emporgesetzt gewesen sein (Fig. 16). Dies bedeutet also, dass die Differenzierung des südlichen Aarmassivs in einer frühen Phase erfolgte, offenbar noch bevor der Kristallinsockel des zukünftigen mittleren und nördlichen Aarmassivs stärkere apintektonische Deformationen erlitt.

Da die altmesozoische Sedimenthaut des Punteglias- wie des Limmern-Teilmassivs sich lückenlos um die Frisal-Mulde verfolgen lässt, muss es sich bei der frühen Anlage dieser Mulde um eine Faltenstruktur und nicht um einen Bruch handeln. In einer zweiten Phase wurde die Frisal-Mulde vertieft, und die Ueberschiebungsfläche synform in die Mulde eingefaltet. Bei dieser Vertiefung wurde der unmittelbar südlich der primären Stirnumbiegung liegende Teil des Punteglias-Massivs durch einen Faltungsvorgang in die Mulde miteinbezogen. Dieser Vorgang der sekundären Muldenvertiefung ist im Schema durch die Dislozierung der kleinen Synklinale im Punteglias-Massiv veranschaulicht. Der eben beschriebene schematische Ablauf der Bewegungen, mit all seinen wichtigen Konsequenzen für die Kinetik der helvetischen Decken über dem Aarmassiv, ergibt sich

Figur 15



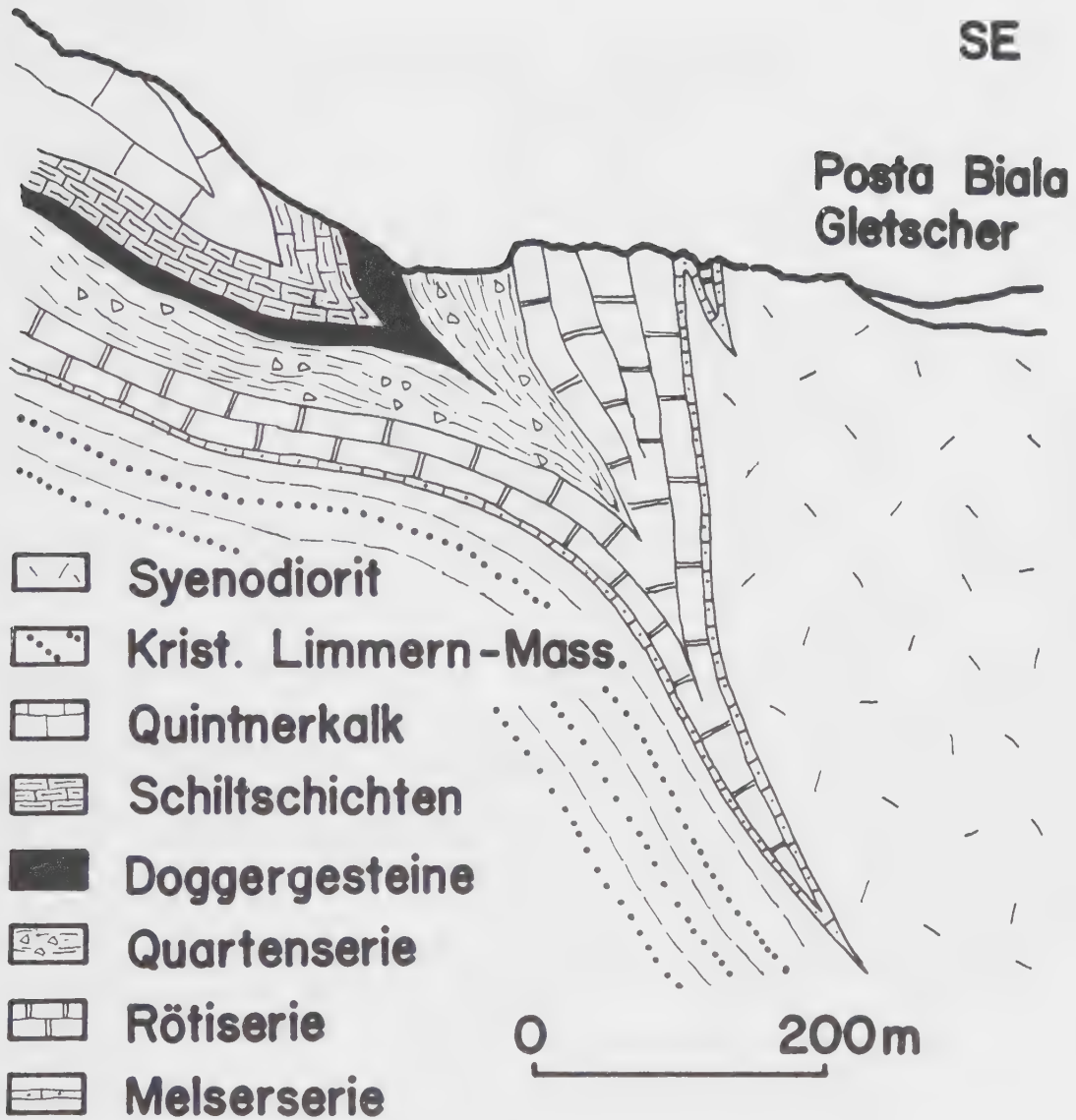
eindeutig aus den Analysen der Detailprofile durch die Frisal-Mulde.

D e t a i l p r o f i l e : Die folgenden Profile stammen aus dem Abschnitt zwischen der Frisallücke (Barcun Frisal) und der oberen Val Gliems. In der Val Frisal sind nur spärliche, unzusammenhängende Aufschlüsse anzutreffen (bei Corns las Fontaunas im hintern Talabschnitt und südlich des Grap Gavigliauna).

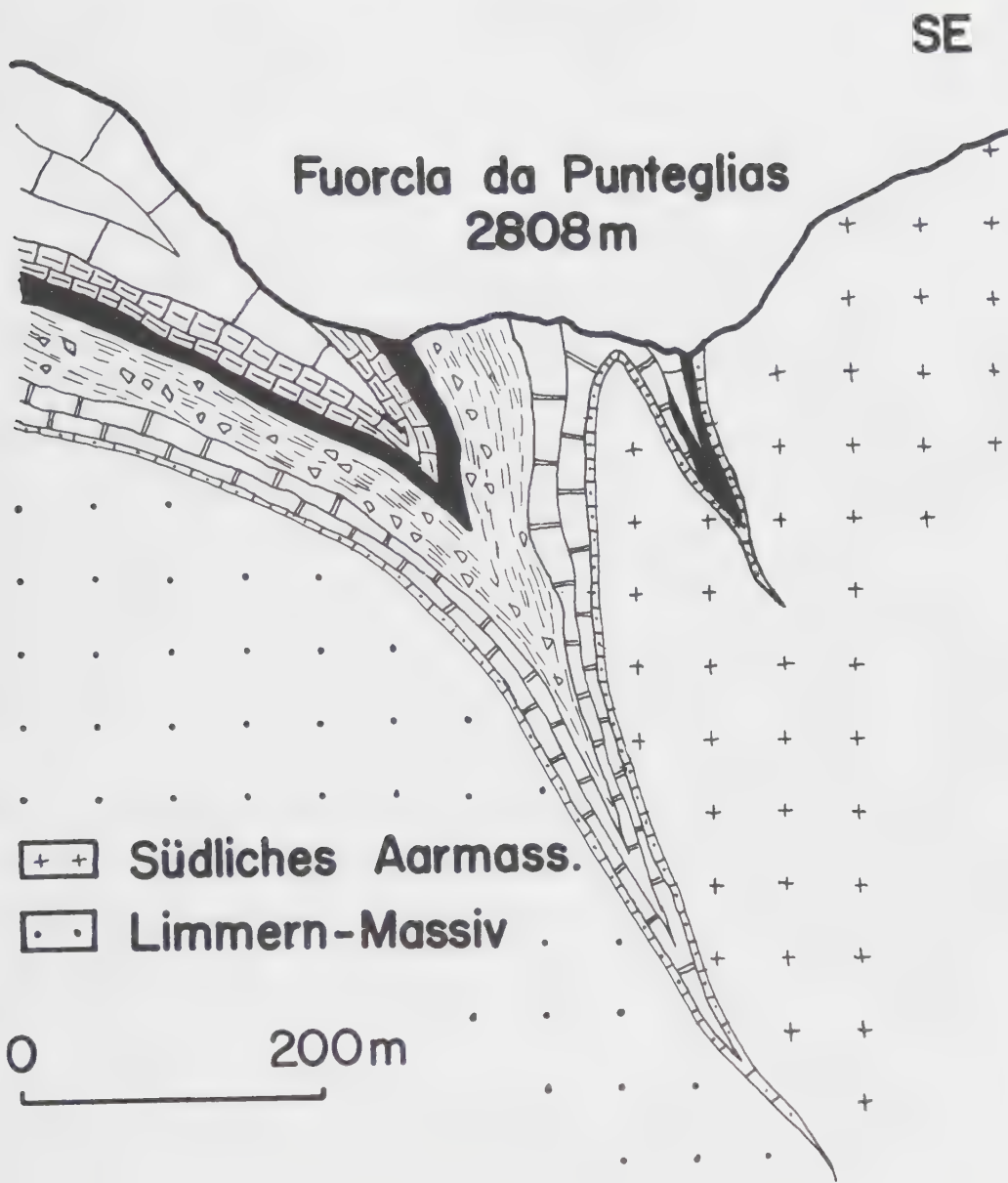
Das Profil durch die Frisallücke (Fig. 15) enthält den Schlüssel zum Verständnis der Tektonik dieser wichtigen Mulde. Die oberen Partien der Mulde lassen nicht erkennen, dass es sich um eine Synklinale handelt. Es liegt ein völlig asymmetrischer Bau vor. Die über der Limmernkuppel liegende mesozoisch-tertiäre Sedimentserie ist in der Mulde stark in ihrer Mächtigkeit reduziert, aber fast vollständig; in der Kreideserie fehlt lediglich der Kieselkalk. Das Eocaen ist durch 10 cm Nummulitenkalk vertreten (von F. WEBER entdeckt). Dazu kommen noch 10 m Stadschiefer. Die bis dahin normale stratigraphische Abfolge wird nun jäh unterbrochen. Mit einem scharfen Kontakt folgen etwa 10 - 15 m eines hellen Kalkes, der mit einem ebenso scharfen Kontakt an den autochthonen Dogger des Punteglias-Massivs grenzt. Das Kristallin dieses Massivs ist, samt seiner geringmächtigen autochthonen Hülle in einer spitzen Falte nach unten abgebogen.

Eine interessante Erscheinung stellt die ungefähr 200 m unter der Lücke gelegene, synklinale Einbuchtung im Punteglias-Massiv dar. Die autochthonen Sedimente (Trias, Dogger und Schiltschichten des Malm) werden durch den hellen Kalk scharf abgeschnitten. Bei diesem Kalk handelt es sich mit grösster Wahrscheinlichkeit um den Troskalk an der Basis der Cavistraudecke, der nach der Ueberschiebung in den Bau der Frisal-Mulde

Figur 16



Figur 17



einbezogen wurde. Zwar kann nicht bewiesen werden, dass es sich bei diesem hellen Kalk um ein Element der Cavistrau-Decke handelt, doch bliebe ohne diese Annahme der asymmetrische Bau im oberen Teil der Mulde völlig unerklärlich.

Unmittelbar W des Puntegliasgletschers, wo die tieferen Muldenteile aufgeschlossen sind, zeigt sich ein normaler synklinaler Bau (Figur 16).

Im Profil durch die Fuorcla da Punteglias sind wiederum höhere Muldenteile anzutreffen (Fig. 17). Hier beginnt sich eine südliche Sekundärmulde zu individualisieren, in welcher der autochthone Dogger des Punteglias-Teilmassivs mit scharfem Kontakt von einem stark tektonisierten Kalk überlagert wird. Die schon im Profil der Figur 16 angedeutete Verdoppelung der Mulde wird gegen W immer ausgeprägter. In der Val Gliems schliesslich gabeln sich die beiden Zweige. Der eine Zweig dreht gegen NW ab und sticht nördlich des Piz Gliems axial in die Luft aus, während der andere sich in SW-Richtung in die Val Gliems fortsetzt und dort schliesslich unter dem Schutt verschwindet. Wiederum ist der autochthone, auf dem nackten Kristallin des südlichen Zweiges aufsetzende Dogger, von einem stark tektonisierten Kalk in einem scharfen Kontakt überlagert.

4.4 D i s e n t i s e r - M u l d e

Wie schon im stratigraphischen Teil beschrieben wurde, handelt es sich um altmesozoische, aarmassivische Sedimente, die im untersuchten Gebiet trennend zwischen Aarmassiv und TZM eingeschoben sind. Unter dem Begriff Mulde wird im betreffenden Fall nicht eine Synklinale verstanden, sondern

ein zwischen zwei kristallinen Komplexen sich befindlicher schmaler Sedimentzug.

Zwischen Disentis und der obern Val Farbertg bei Schlans lassen sich diese Gesteine in isolierten, spärlichen und oft verrutschten Aufschlüssen auf 12 km Länge verfolgen. Der einzige grössere Aufschluss befindet sich im Steinbruch östlich des Campliunbaches (vergl. strat. Profil 8). Der Aufschluss zeigt ganz eindeutig aarmassivische Orientierung, ist aber stark nach S versackt. Die restlichen Aufschlüsse in der Val Sinzera und im Uaul Dadens Pradas sind zu klein, als dass sich über ihre Orientierung etwas aussagen liesse. Im Uaul Dadens Pradas stehen sie in Kontakt mit stark mylonitisiertem Granodiorit. Der von F. WEBER angegebene Verrucano zwischen Aarmassiv und Disentiser-Mulde konnte nirgends gefunden werden.

4.5 T a v e t s c h e r Z w i s c h e n m a s s i v

Einige allgemeine Charakteristika dieses Massivs wurden schon im petrographischen Teil dieser Arbeit erwähnt. Auffälligstes tektonisches Phänomen ist die starke Reduktion der Aufschlussbreite zwischen Trun und Breil. Die Ursache dieser Erscheinung liegt wohl in einer lokalen axialen Depression des TZM. Infolge dieses verstärkten Abtauchens wurde der südlich angrenzende gotthardmassivische Verrucano deckenartig nach N überschoben und dadurch die südlichen Massivteile zugedeckt.

4.6 K o r r e l a t i o n d e r t e k t o n i s c h e n E l e m e n t e b e i d s e i t i g d e r V a l F l e m

In seiner unveröffentlichten Diplomarbeit gelang es R. TRÜMPY (1944) den überaus verwickelten Bau der subhelvetischen Elemente im Gebiet des Piz d'Artgas und des Crap Surtscheins zu klären. Durch die Val Flem verläuft eine tektonische Trennungslinie erster Ordnung. Die tektonischen Einheiten beidseitig dieses Tales lassen sich deshalb nicht ohne weiteres miteinander verbinden. Der östlich dieses Tales dominierende Schuppenbaustil wird in den Brigelserhörnern schlagartig durch einen Faltenbaustil ersetzt.

Die Deutung dieser Phänomene wird am Schluss dieses Abschnittes versucht. Vorerst sollen die Verhältnisse östlich von Brigels anhand eines Querprofils besprochen werden (Profil Tafel I). In diesem Querprofil erscheinen von S nach N folgende tektonische Einheiten:

1. Das Gotthard-Massiv, im Aufnahmegebiet vertreten durch seinen Verrucano.
2. Das Tavetscher Zwischenmassiv, E der Val Flem verschuppt, und von tektonisch damit verbundenen Verrucano umhüllt.
3. Die Furggenhorn-Schuppe, eine normalliegende Sedimentfolge von Verrucano-Trias-Lias-Alter, mit ihrer Verrucanobasis die helvetische Hauptüberschiebung markierend.
4. Die subhelvetische Decke des Piz d'Artgas und des Crap Surtscheins.
5. Die autochthonen bis parautochthonen Schuppen über der Limmernkuppel.

Vergleicht man diese Abfolge der tektonischen Einheiten mit

derjenigen im Gebiet der Brigelserhörner, dann wird sofort klar, dass die Querstörung der Val Flem eine wichtige Zäsur darstellt. Die oben ausgeschiedenen tektonischen Einheiten sollen nun der Reihe nach besprochen werden.

1. Das Gotthard-Massiv: In der Gegend von Brigels stossen die gotthardmassivischen Verrucanophyllite mit einem tektonischen Kontakt an die südlichste Schuppe des TZM. Ob sich zwischen dem "Altkristallin" des TZM und den Phylliten im Hangenden des Ilanzer Verrucanos noch autochthoner phyllitischer Verrucano des TZM befindet, muss offengelassen werden. Westlich von Brigels, wo die mit dem gotthardmassivischen Verrucano normalstratigraphisch verbundene Trias (Schlanser Trias) noch erhalten ist, liegt zwischen dieser Trias im S und dem TZM im N noch ein Streifen Verrucanophyllite, die zweifellos zum TZM zu rechnen sind. E von Brigels fehlt diese Trias über den gotthardmassivischen Verrucanophylliten; die Grenze Gotthard-Massiv/TZM kann deshalb dort nicht exakt festgelegt werden.

2. Das Tavetscher Zwischenmassiv: Die Neuaufnahmen E der Val Flem ergaben, im Gegensatz zu den bisherigen Anschauungen, ganz eindeutig auch im TZM einen Schuppenbau. Die riesige Platte kristalliner TZM-Gesteine des Cuolm da Rubi taucht S von Chischarolas nicht plötzlich steil gegen die Val Flem hinunter, wie das in den Karten und Profilen von F. WEBER und von R. HELBLING et al. dargestellt ist, sondern biegt ganz im Gegenteil in einer leichten Antiform nach oben um und taucht erst unmittelbar N von Brigels in die Tiefe. Die kleine Kuppel von TZM-Gesteinen im Wald oberhalb Rumasal ist allseitig von Verrucanophylliten umgeben und nicht etwa mit der oben erwähnten TZM-Platte des Cuolm da Rubi verbunden. Der Verrucano zwischen der südlichsten Schup-

pe des TZM bei Brigels und der Furggenhorn-Schuppe in der hintern Val Flem repräsentiert wahrscheinlich zum grössten Teil eine verkehrte stratigraphische Abfolge. Es ist sehr schwierig, ohne trennende mesozoische Sedimentzüge, tektonische Kontakte eindeutig festzustellen. Immerhin lässt sich eine gewisse Gesetzmässigkeit feststellen. Unmittelbar am Kontakt mit dem Kristallin des TZM erscheinen ausschliesslich Phyllite. Es handelt sich hier folglich wohl um das älteste Schichtglied im Verrucano. Zweitens folgen dann feinbrecciöse Schiefer und schliesslich Sernifite.

Der gesamte, unter der TZM-Platte des Cuolm da Rubi liegende Verrucano scheint verkehrt zu liegen. R. TRÜMPY (1944) konnte etwa 400 m W des Cuolm da Rubi Gipfels zwischen den Muskowitgneisen des TZM und den darunterliegenden Verrucanophylliten schwarze Phyllite und Arkosesandsteine nachweisen, welche vielleicht ins Karbon zu stellen sind. Im folgenden Abschnitt werden die drei ausgeschiedenen Verrucanoserien samt ihren Vulkaniten kurz charakterisiert.

a) Die Phyllite: Es sind schwarzviolette, z.T. auch lauchgrüne, gebänderte, dünnblättrige Gesteine.

Unter dem Mikroskop zeigen sie ein eng verfilztes Gewebe von Serizit/Chlorit und Quarz ($\varnothing$ 0,01-0,02 mm). Feindisperser Hämatit ist in schlirigen Zügen angeordnet.

Sie stellen die ältesten Verrucanoschichten dar. Unterhalb des Cuolm da Rubi Gipfels erreichen sie mit 450 m ihre grösste Mächtigkeit.

b) Die Schiefer: Es handelt sich um eine, in Mineralbestand und Korngrösse stark wechselnde Serie von Serizit-Chlorit-Schiefern. Zum Teil enthalten sie auch Feldspäte und einen hohen Anteil an Karbonat. Vereinzelt zeigt sich auch eine warvenartige Feinschichtung von Chlorit/Serizit Lagen mit

Quarz oder dunklen Pigmentstreifen. Die Struktur ist feinklastisch, siltig. Die Komponenten bleiben meist unter 0,1 mm Ø, vereinzelt bis 0,4 mm. Sie gehen in einem stratigraphischen Uebergang aus den Phylliten hervor und bauen die felsigen Hänge auf der linken Seite der Val Flem auf.

c) Die Sernifite: E von Chischarolas befindet sich eine ungefähr 100 m mächtige sernifitische Serie mit Rhyolithkomponenten bis zu Faustgrösse. Das Gestein ist stark tektonisiert. In einer feinklastischen Grundmasse aus Quarz, Serizit/Chlorit und Karbonat liegen Quarz, Kalifeldspat- und Plagioklaskomponenten bis zu 5 mm Ø. Gegen N geht das Gestein allmählich in einen feinklastischen Schiefer mit warvenartiger Feinschichtung über. Leider ist der Kontakt zu den südlich angrenzenden Phylliten nirgends aufgeschlossen, da diese unter dem riesigen Schuttkegel liegen, welcher etwa 700 m südlich Chischarolas von der Alp Rubi gegen die Val Flem hinunter aufgeschwemmt wurde.

Damit kann nicht entschieden werden, ob ein stratigraphischer Kontakt mit den südlichen Phylliten vorliegt. Aus diesem Grund bleibt auch die stratigraphische Stellung dieses Sernifits unklar. Nachzutragen bliebe noch der grosse Gehalt an vulkanischen Gesteinen, vor allem in den feinklastischen Serien.

d) Die Vulkanite: Es sind hier ähnliche Gesteine wie im Kärpfgebiet vorhanden. G.C. AMSTUTZ (1954) beschrieb diese Laven dort ausführlich. Eine Zuordnung zu den von diesem Autor ausgeschiedenen Strukturtypen ist unmöglich, da die stark mechanische Ueberprägung im vorliegenden Gebiet die primären Strukturen grösstenteils verwischte.

Keratophyre: Diese sehr harten, dunkelgrünen Gesteine besitzen eine sehr feinkörnige Grundmasse aus Albit, Quarz, Chlorit und Serizit. (Ø 0,03 mm), wobei der Serizit auch fehlen kann.

Die Einsprenglinge von resorbiertem Quarz und verzwillingten Albiten ($\emptyset$ bis 0,5 mm) können stark überhandnehmen und die Grundmasse fast völlig verdrängen. Daneben treten aber auch felsitische Varietäten auf. Ausser den erwähnten Hauptmineralien erscheinen noch Epidot, Apatit und z.T. bis zu 20 Vol% Karbonat.

Die Keratophyre treten zur Hauptsache in der Phyllitserie auf.

Rhyolithe: Gegenüber den Keratophyren treten sie stark zurück. Ein ausgedehntes Vorkommen befindet sich N von Rumasal über der kleinen Kuppel von TzM Gesteinen (Profil 4, Taf.I).

3. Die Furggenhorn-Schuppe: Zwischen den Verrucano-Phylliten des TzM im S und der subhelvetischen d'Artgas-Decke im N befindet sich eine normalliegende Schuppe von wenigen m phyllitischem Verrucano und stratigraphisch damit verbundenen Trias- und Liassedimenten. Schon R. TRÜMPY vermutete, dass die "Lias-Synklinale" des Furggenhorns einer tiefgehenden Deckentrennung entspreche. Dies wurde durch meine neuen Aufnahmen in der Val Trutg bestätigt. Die Liassandkalke sind dort nämlich bis auf 2000 m/M. hinunter aufgeschlossen, diese Aufschlüsse waren bisher nicht bekannt. Mit diesem Lias normalstratigraphisch verbunden findet sich an der selben Stelle eine geringmächtige, stark reduzierte Trias (40 cm Quartenschiefer, 1 m Dolomit und Rauhwacke, Relikte von Melsersandstein) und olivgrüne Verrucanophyllite. Der Furggenhornlias ist also nicht synklinal eingefaltet, (vergl. Profile von F.WEBER und J.OBERHOLZER) sondern stellt eine aufrecht liegende Schuppe dar, welche am Furggenhorn nach N umbiegt und dadurch synklinale Lagerung vortäuscht (die Trias fehlt am Furggenhorn).

Unter der Verrucanobasis dieser Schuppe verläuft die helve-

tische Hauptüberschiebung (R. TRÜMPY 1944).

4. Die subhelvetische Decke: Der Name "Subhelvetikum" stammt von R. TRÜMPY (1944) und wurde von diesem Autor für die unter der Glarner Hauptüberschiebung liegenden tektonischen Elemente - ohne Rücksicht auf deren Fazies - vorgeschlagen. Der äusserst komplizierte Bau dieser Zone, die zwischen der Hauptüberschiebung im S und den autochthonen bis parautochthonen Schuppen der Limmernkuppel im N liegt, wurde von R. TRÜMPY ausführlich beschrieben.

Die Verschuppung von aarmassivischem Kristallin (Granodiorit) mit Altmesozoikum (Trias, Dogger) und Sernifit ist in: Profil dargestellt. Der N der Hauptüberschiebung gelegene Teil des Profils, wurde ohne Aenderung aus der Diplomarbeit von R. TRÜMPY übernommen. Hingegen wurde ein ergänzendes Profil ungefähr 500 m W des Furggenhorns gelegt, das die neuen Aufnahmen in der Val Trutg berücksichtigt.

Gegenüber dem Profil durch das Furggenhorn ergeben sich einige Aenderungen. So ist die d'Artgas-Decke W des Furggenhorns auf der Höhe des Kistenpass-Weges nicht mehr vorhanden. Die Hauptüberschiebung steht dort in direktem Kontakt mit der höchsten autochthonen Schuppe (Lurign-Schuppe). Erst weiter unten, auf der linken Seite der Val Flem, ist zwischen Hauptüberschiebung und Lurign-Schuppe wiederum ein subhelvetisches Element eingeschoben. Es ist dies die südlichste aufgeschlossene Schuppe, die Flem-Schuppe. Sie ist auf der linken Seite der Val Flem auf 1660 m/M. in normaler Lagerung aufgeschlossen. Ueber ihrem Kristallin von aarmassivischem Habitus folgt eine geringmächtige Trias mit Melser- und Röti-Serie, welche in einem scharfen Ueberschiebungskontakt von sernifitischem Verrucano des Typus Brigelserhörner abgeschnitten wird. Dass dieser Sernifit verkehrt liegt, beweisen Triasreste (wenige dm Melsersandstein) an seiner Basis. Ungefähr 15 - 20 m über

dem Kristallin der Flem-Schuppe wird der Sernifit durch Schiefer abgelöst. Leider ist der Kontakt zu den Schiefern nicht aufgeschlossen, sodass nicht entschieden werden kann, ob er stratigraphischer oder tektonischer Natur ist. Im Profil wurde er willkürlich als tektonisch angenommen. Irgendwo auf dieser Höhe muss er auf Grund der Sernifitmächtigkeiten in der Cavistrau-Decke zu vermuten sein.

Die eben beschriebene Flem-Schuppe ist von ausserordentlicher Wichtigkeit für die Interpretation der subhelvetischen Decke. Der verkehrtliegende Sernifit über dem aarmassivischen Kritsallin ist mit grösster Wahrscheinlichkeit Verrucano der Cavistrau-Decke. Das würde bedeuten, dass auch der übrige Sernifit der tiefern Schuppen der subhelvetischen Decke zur Cavistrau-Decke gehört und nicht aarmassivischer Natur ist, wie das R. TRÜMPY (1944) vermutete. Die subhelvetische Decke des Piz d'Artgas und des Crap Surtscheins wäre somit aus zwei tektonischen Einheiten zusammengesetzt: dem aarmassivischen Kristallin mit geringmächtiger Sedimenthaut und dem Verrucano der Cavistrau-Decke, Sie entspräche damit westlich der Val Flem einerseits dem Trunser-Teilmassiv mit zugehörigem Altmesozoikum und andererseits der Cavistrau-Decke. Diese beiden Elemente wurden am Piz d'Artgas sekundär miteinander verschuppt, da ja dort Teilelemente mit Verrucano und solche mit Granodiorit zweimal übereinander liegen (R. TRÜMPY, 1945).

Diese Korrelation beruht nicht ausschliesslich auf dem unsichern lithologischen Vergleich der Sernifite der Cavistrau-Decke mit denjenigen der subhelvetischen Decke. Es lassen sich noch eine Reihe weiterer Gründe für diese Interpretation anführen:

- Ueber dem gesamten südlichen Aarmassiv des untersuchten Gebietes konnte nirgends autochthoner Verrucano gefunden werden. Es ist daher nicht anzunehmen, dass E der Val Flem plötzlich solcher Verrucano auftritt.
- Nirgends in den subhelvetischen Schuppen des Piz d'Artgas steht der Verrucano in direktem Kontakt mit dem Kristallin. Während in der Flem-Schuppe sogar bewiesen werden kann, dass er verkehrt über der autochthonen Trias liegt, ist zwischen dem Granodioritspan der Sella Miez und dem südlich anschliessenden Verrucano zum Kristallin gehörende Trias dazwischengeschaltet. Dies ist zumindest kein Hinweis für die aarmassivische Natur des betreffenden Verrucanos.
- Wie schon früher erwähnt, verläuft die Basis der verkehrtliegenden Cavistrau-Decke gegen E kontinuierlich in stratigraphisch tieferen Horizonten (E des Piz Dado besteht sie praktisch nur noch aus Verrucano). Es ist daher anzunehmen, dass auch E der Val Flem ihre mesozoische Umhüllung nicht mehr vorhanden ist, d.h. die gesamte Trias-Dogger-Serie des d'Artgas ist aarmassivisch, gehört also zur Granodiorit-Decke.

5. Die autochthone bis parautochthone Schuppenzone der

Limmernkuppel: Im N der subhelvetischen Decke folgt der stark verschuppte S-Rand der Limmernkuppel. Die Reihenfolge und Nomenklatur der Schuppen ist aus dem Profil Taf I ersichtlich und im Teilprofil W des Furggenhorns dahin korrigiert, dass zwischen Cavorgia-Schuppe im N und Tgietschen-Schuppe im S noch eine sekundäre Abspaltung der Cavorgia-Schuppe eingeschoben ist, die R. TRÜMPY schon im Ladrail eingehend beschrieben hat (Crap la Pala -Falte). In der untern Val Trutg ist diese Abspaltung sehr schön aufgeschlossen.

4.7 Diskussion der Val Flem- Querstörung

Die Korrelation der tektonischen Elemente beidseits der Val Flem war eines der Hauptprobleme dieser Arbeit.

Südlich des TZM sind die Verhältnisse relativ einfach. Die Val Flem-Querstörung wirkte sich im gotthardmassivischen Verrucano nicht aus. Die Komplikationen setzen erst im TZM ein. Nach einem geradlinigen NE-Streichen taucht dieses bei Truns leicht in die Tiefe, biegt in der Gegend von Schlans nach E um und dreht E von Brigels plötzlich in einer scharfen Querflexur nach N ab. Dieses unvermittelte Abdrehen nach N unter Erreichung der früheren Zonenbreite ist wohl eine Folge des plötzlich verstärkten Axialgefälles E von Brigels. Durch dieses plötzliche Abtauchen kann die oben geschilderte Querflexur befriedigend erklärt werden. Auch die Verhältnisse in der N an das TZM anschliessenden Zone finden dadurch eine plausible Erklärung. Zwischen TZM und Limmern-Massiv ist E der Val Flem noch ein mächtiger Verrucanokomplex eingeschlossen, von dem W von Brigels nichts mehr vorhanden ist. Durch das plötzliche Abtauchen des Trunser-Massivs wurde das TZM nicht bloss nach N geschoben, sondern gleichzeitig auch nach N überkippt, und dadurch wurde der schon erwähnte Verrucano zwischen dem Limmern-Massiv und der verkehrtliegenden südlichsten Schuppe des TZM eingeschlossen, respektive abgequetscht.

Im W sind natürlich durch die Erosion bedeutend tiefere Stockwerke freigelegt worden, und die Einheiten über der Hauptüberschiebung sind nicht mehr erhalten.

Die N anschliessende tektonische Zone, mit südlichem Aarmassiv und Cavistrau-Decke, wurde ausführlich beschrieben. Ihre östliche Fortsetzung ist in den subhelvetischen Schuppen des Piz

d'Artgas zu suchen. Die Profile durch die subhelvetischen Elemente zeigen deutlich, dass auch E der Val Flem der Sedimentmantel des südlichen Aarmassivs bis auf einen geringen Rest abgeschert wurde (vergl. z.B. Flem-Schuppe). Dies lässt darauf schliessen, dass das südliche Aarmassiv E der Val Flem erst nach der Cavistrau-Ueberschiebung stark abtauchte. Dieses unvermittelte Abtauchen ging wohl gleichzeitig mit der Differenzierung des südlichen Aarmassivs vor sich. Während sich im W die Scherfalte des Trunser-Massivs ausbildete, wurden im E nur mehr einige Späne des abtauchenden Massivs abgeschert (samt den darüberliegenden autochthonen Sedimenten und der Cavistrau-Decke als "heterogene subhelvetische Decke" nach NW vorgeschleppt. Dabei wurden die beiden Elemente nochmals miteinander verschuppt, wodurch am Piz d'Artgas die Granodiorit-Trias-Dogger-Schuppen und die Verrucano-Schuppen in tektonische Wechsellagerung kamen.

Zusammenfassend lässt sich die alpine Bewegungsabfolge im untersuchten Gebiet etwa folgendermassen darstellen: Die als Deckfalte ausgebildete Glarner Schubmasse erreicht das zu diesem Zeitpunkt schon leicht herausgehobene Aarmassiv und entfernt den autochthonen Sedimentmantel bis auf einen geringen Rest. Gleichzeitig bildete sich zwischen südlichem Aarmassiv und Limmern-Massiv eine tiefgehende Mulde aus, die schon existierte, als die Stirn der Cavistrau-Decke den S-Rand der Limmernkuppel erreichte. Aus diesem Grund blieb über der Limmernregion ein Grossteil des mesozoisch-tertiären Sedimentmantels unter der Ueberschiebung zurück (vergl. Fig. 16).

In einer späteren Phase spaltete sich das südliche Aarmassiv in Punteglias-Teilmassiv und Limmern-Teilmassiv auf. Infolge dieser Differenzierung bildete sich die Punteglias-Mulde aus, und die Ueberschiebungsbahn der Cavistrau-Decke wurde S-förmig eingewickelt. Gleichzeitig mit dieser Differenzierung im W

tauchte das südliche Aarmassiv E der Val Flem unvermittelt steil in die Tiefe (ob flexurartig oder entlang eines Bruches muss offengelassen werden), so dass beim letzten starken Zusammenschub nur mehr einige Kristallinspäne samt Altmesozoikum und darüberliegender Cavistrau-Decke nach NW mitgeschleppt und verschuppt wurden.

Betrachtet man diese lokale Phasenabfolge in einem grösseren Rahmen, so ergibt sich etwa folgendes Bild:

- Einschub der primären Glarner Schubmasse als liegende Falte mit Einschubrichtung SE-NW. Abscherung der Sedimenthaut des südlichen Aarmassivs, die übrigens damals schon über den Bifertenstock geschoben wurde, so dass die minimale Sprunghöhe auch der primären Frisalflexur grösser als 700 m war.
- Differenzierung des südlichen Aarmassivs und wahrscheinlich auch erste Ausbildung des Limmernkuppel - Einfaltung der Cavistrau-Decke.
- Gleichzeitig oder später: Hauptverfrachtung der helvetischen Decken. Ein Rest des Verkehrtchenkels bleibt als Cavistrau-Decke hinten eingeklemmt. Die neue Hauptüberschiebung verläuft in einem höheren Stockwerk, so dass frontale Teile der primären Decke (Clariden) und mitgerissene ursprüngliche autochthone Pakete (Griesstock) in subhelvetische Stellung geraten.
- Grossräumige Deformation: Durch den Nachweis der Cavistrau-Überschiebung konnte die Griesstock-Decke beheimatet werden. Durch den Nachweis der frühen Hebung des südlichen Aarmassivs konnte der "hypothetische Widerstand im

W" (vergl. ARBENZ, STAUB, SCHIELLY, FREY) endlich gefunden werden. Nicht das ganze Aarmassiv bildete einen Widerstand, sondern nur seine südlichste Scholle.

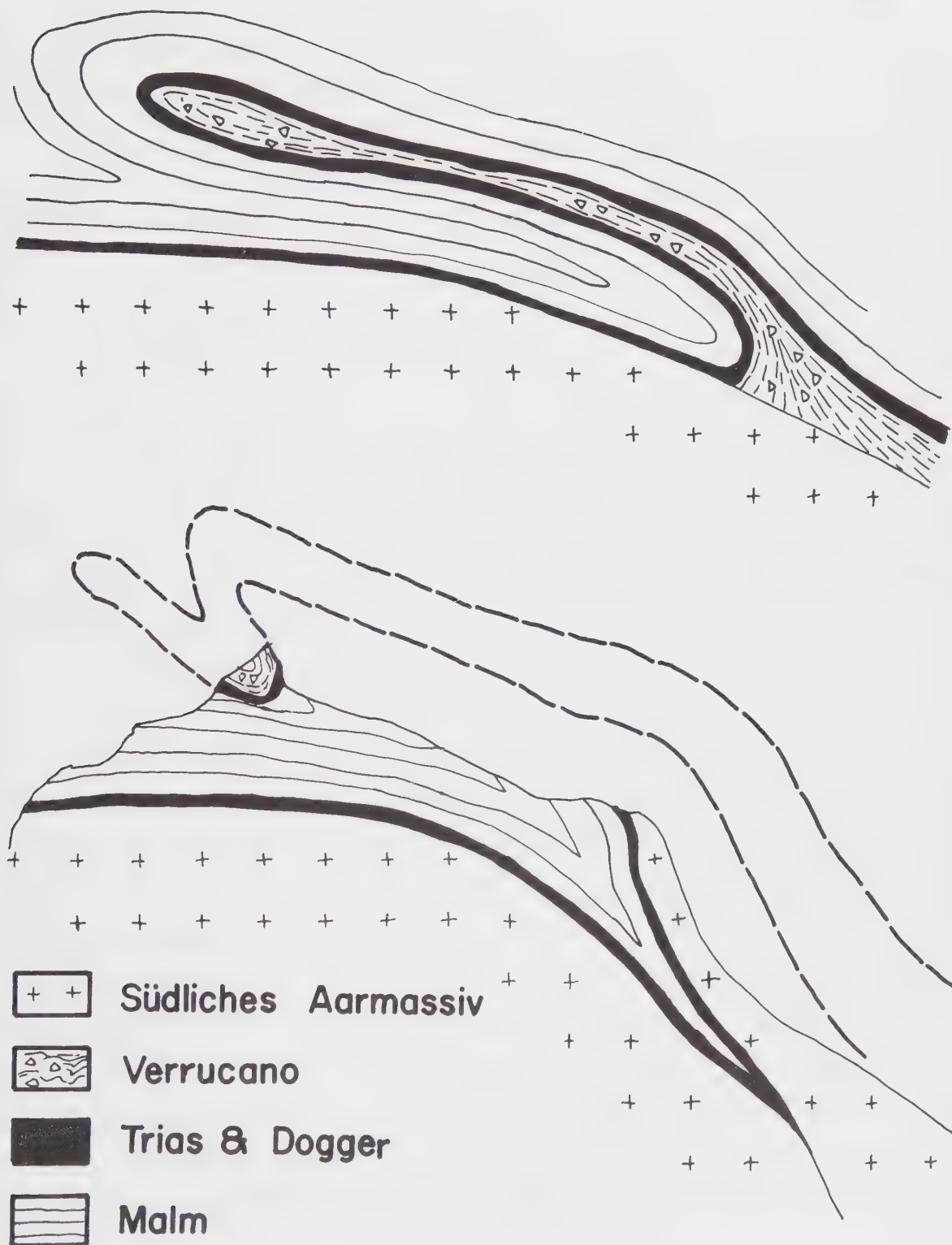
4.8 Diskussion der wichtigsten Hypothesen über den Bau der Brigelser Hörner

Die Profile von G.THEOBALD (1868) durch den "Brigelser Gebirgsstock" sind nur mehr von historischem Interesse und werden deshalb nicht diskutiert.

ALBERT HEIM (1878) kam trotz jahrelangen Untersuchungen zu keinem befriedigenden Ergebnis. Einzig am Cavistrau Grond, wo ausgezeichnete Verhältnisse herrschen und die Geometrie relativ einfach ist, schien sich eine plausible Deutung abzuzeichnen. Es war die berühmte Theorie der Faltung einer Falte. In Figur 18 ist diese Hypothese veranschaulicht. In einer ersten Phase bildete sich eine gegen N überliegende Falte aus, in deren Kern sich der weiter im S transgressiv das Aarmassiv überlagernde Verrucano befand. Diese überkipp-te Falte, oder wenigstens ihr nördlicher Kern, wurde dann in einer zweiten Phase erneut eingefaltet. Berücksichtigt man nur die Verhältnisse am Cavistrau Grond, so wäre diese Hypothese durchaus einleuchtend. Der tektonische Kontakt zwischen aarmassivischem Dogger und Malm der Cavistrau-Decke könnte als geringer differentieller Vorschub des autochthonen Malms gegenüber seiner stratigraphischen Unterlage gedeutet werden. In den weiter östlich gelegenen Gipfeln lässt sich aber diese Theorie kaum mehr vertreten. Vor allem das Profil durch den Piz Dado zeigt deutlich, dass der auf dem Rücken des Trunser-Massivs folgende Verrucano verkehrt liegt und nicht etwa die normalstratigraphische

Figur 18

SE



Bedeckung desselben darstellt, wie das nach obiger Hypothese der Fall sein müsste. Die ausgezeichneten Kartierungen F. WEBER's sind leider ohne Text geblieben. Seine Anschauungen über die Tektonik sind teils aus den Profilen ersichtlich, teil in A.HEIM (1922: p. 937/938) als Nachtrag erwähnt. Die Profile (Spez. Karte Nr. 100 B) zeigen eindeutig, dass WEBER die Sedimente der Cavistrau-Decke als von S her überschoben betrachtete. Unerklärlicherweise trennte er aber den Verrucano als selbständiges Element vom darunterliegenden Mesozoikum ab und bezeichnete ihn als zur "Glarner Decke" gehörend. Dieselbe beheimatete er samt dem ebenfalls überschobenen Mesozoikum über dem TZM.

Meine eigenen Resultate stellen somit - abgesehen von ein paar Kleinigkeiten - nur eine Bestätigung von F.WEBER's Ideen dar. Obschon seine Detailprofile viele Widersprüche und Ungenauigkeiten enthalten, auf die hier nicht näher eingegangen wird, waren ihm die wesentlichen Zusammenhänge schon bekannt.

Die in den folgenden Arbeiten vertretenen Ansichten sind dagegen als Rückschritt zu betrachten.

E.WEBER (1947) und H.WIDMER (1949: p. 82) vertraten die Ansicht, der Verrucano der Cavistrau-Decke stamme vom Rücken des Trunser-Massivs.

R.HELBLING und Mitarbeiter (1948: Blatt 1) bezeichneten die Sedimente der Cavistrau-Decke samt dem aarmassivischen Altmesozoikum und der subhelvetischen Decke des Piz d'Artgas und des Crap Surtscheins als Brigelserhörner-Decke. Dies ist umso unverständlicher, als schon F.WEBER ganz eindeutig zwischen autochthonem und überschobenem Mesozoikum unterschieden hatte.

R.STAUB (1954: p. 18) neigt, wie schon die anderen Autoren

nach F.WEBER wiederum der Hypothese der gefalteten Falte zu. Er lehnt den Schubmassen-Charakter der Cavistrau-Masse ab und findet die mächtige verkehrtliegende Schichtreihe mit dem normalen Sedimentmantel des Puntegliasgranites eindeutig verbunden. Es handle sich höchstens um eine aus unmittelbarer Nachbarschaft herangeschobenen Falte, deren Herkunft über dem allersüdlichsten Aarmassiv oder dann über dem nördlichen TZM zu suchen wäre. Gegenüber dieser Hypothese gelten wiederum dieselben Einwände wie gegen A. HEIM's Theorie.

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- DOLLFUS, S. (1965): Ueber den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. - *Eclogae geol. Helv.*, 58/1.
- EUGSTER, H.P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein (Aarmassiv Ostende). - Diss. ETH Zürich.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. - *Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Serie, XVI. Lieferung*, 1.
- HEIM, ALBERT (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. - Basel (Schwabe).
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. - *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
 - (1921/1922): Geologie der Schweiz, 2: Die Schweizer Alpen. - Leipzig (Tauchnitz).
- HEIM, ARNOLD (1910a): Ueber die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, verglichen mit der Fazies der helvetischen Decken. - *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, 24/3.
- HELBLING, R. (1948): Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette. - Zürich (Orell Füssli).
- HIRSCHI, H. (1924): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. - *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, 4.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28.
- HUGI, TH. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 21/1.
- (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. - *Beitr. Geol. Karte, Schweiz, N.F.* 94.
- NIEDERER, J. (1932): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. - Diss. Univ. Bern.
- NIGGLI, P. et alii (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. - *Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Serie*, 14.
- SCHIELLY, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus). - *Mitt. natf. Ges. Glarus*, 12.
- THEOBALD, G.L. (1868): Der Brigelser Stock. - *Jahresber. natf. Ges. Graubünden, N.F.*, 13.
- TOLWINSKY, K. (1910): Die Grauen Hörner. - *Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich*, 55/3,4.

- "
- TRUMPY, R. (1944): Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. - Diplomarb. ETH, Zürich.
- (1945): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. - *Eclogae geol. Helv.*, 37/2.
 - (1955): Wechselbeziehungen zwischen Palaeographie und Deckenbau. - *Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich*, 100/4.
 - (1958): Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. - *Geol. en Mijnb.*, N.S., 20/10.
 - (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. - *Bull. Geol. Soc. America*, 71/6.
 - (1963): Sur les racines des nappes helvétiques. - Livre Paul Fallot, (Soc. géol. France, Paris), 2.
- WEBER, F. (1904): Ueber den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung. - Diss. Univ. Zürich.
- (1934a): Exkursion Nr. 79 A: Linthal-Tierfehd-Sandalp-Clariden-Tödi-Ponteglias-Truns. - *Geol. Führer Schweiz*, 12.
 - (1934b): Exkursion Nr. 79 B: Truns-Brigels-Kistenpass-Muttensee-Linthal. - *Geol. Führer Schweiz*, 12.
- WEHRLI, L. (1896): Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. - *Beitr. geol. Karte, Schweiz*, N.F. 6/36.
- WIDMER, H. (1949): Zur Geologie der Tödigruppe. - Diss. Univ. Zürich.
- WYSSLING, L.E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. - Diss. ETH, Zürich.

G E O L O G I S C H E K A R T E N

- HELBLING, R. et alii (1948): Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda 1 : 25'000 (mit Aufrissen und tektonischer Karte 1 : 100'000). - In R.HELBLING (1948).
- OBERHOLZER, J. (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus 1 : 50'000. - Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 117.
- WEBER, F. (1922a): Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintal-Gebiet (Ostende des Aarmassivs und Wurzelregion der helvetischen Decken) 1 : 50'000.- Schweiz. Geol. Komm. Spez.- Karten 100 B.
- (1922b): Tektonische Uebersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv 1 : 100'000. - Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 101 A.
 - (1922c): Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv als Deckenwurzeln und durch die wurzelnächsten Teile der helvetischen Decken 1 : 100'000. - Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 101 B.
 - (1922d): Querprofile durch die Brigelserhörner 1 : 15'000. - Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 102 B.
 - (1924a): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der Wurzelregion der helvetischen Decken 1 : 50'000. - Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 100 A.
 - (1924b): Petrographische Detailkarte des Gebietes von Punteglias - La Gonda (Centrale Intrusivzone am Aarmassiv-Ostende) 1 : 20'000. - Schweiz. Geol. Komm., Spez. Karte 102 A.

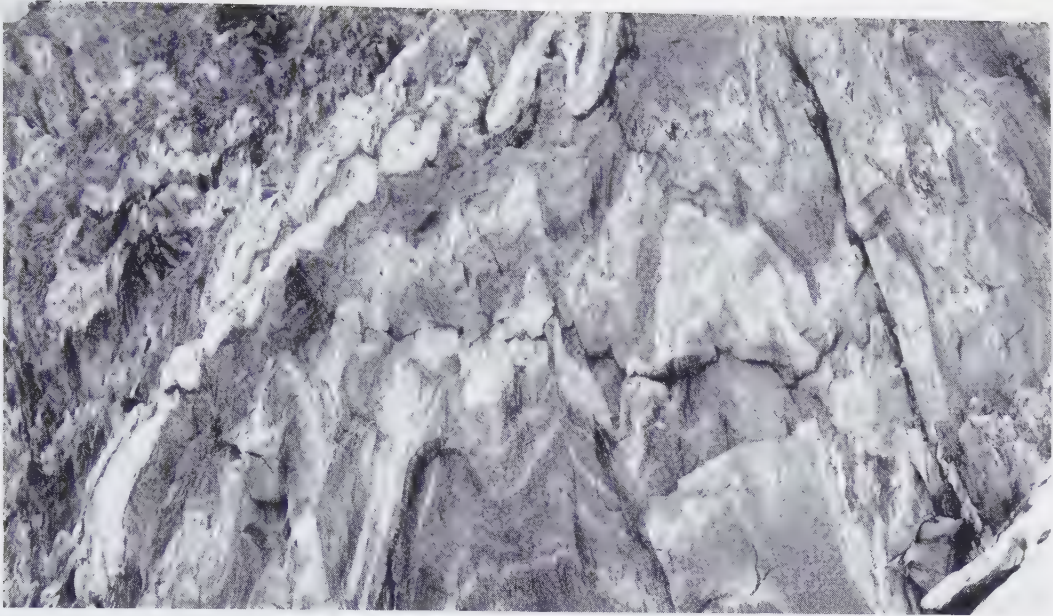


Photo 1 Sernifitischer Verrucano der "westlichen Fazies" aus der Gegend des Piz Dadens. Das Gestein zeigt eine ausgezeichnete Schichtung im cm/dm Bereich. Helle Schichten sind stark brecciös und zementarm, dunkle Schichten sind "tonreicher" und besitzen auch mehr Hämatit. Gut sichtbar sind auch die weissen quarzitischen "Schnüre" und die deutliche Zerschierung der Falten. Grössenvergl. Ruckack rechts unten.

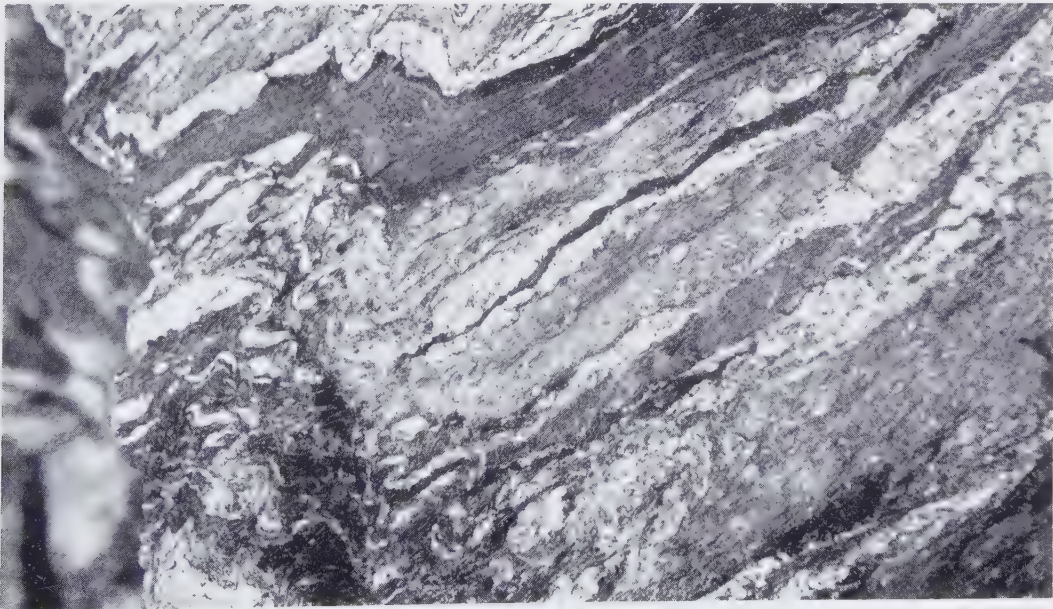


Photo 2 Dasselbe Gestein in Nahaufnahme. Hier ist nun auch die warvenartige Feinschichtung im mm-Bereich - wenigstens andeutungsweise - zu erkennen.

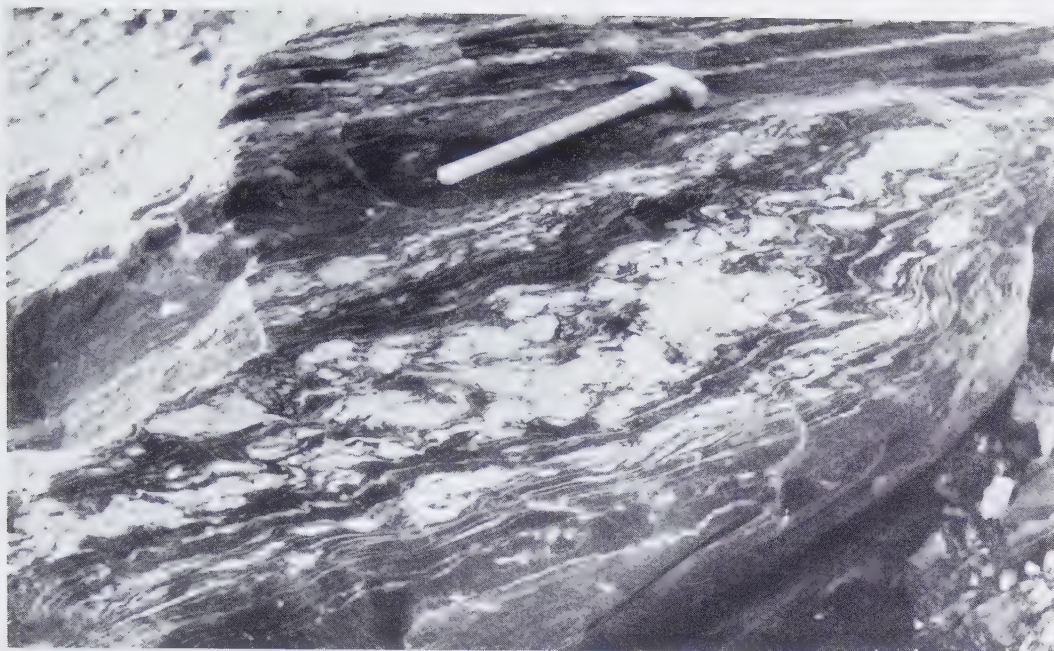


Photo 3 Dolomitisierte Quintnerkalk (weisse Partien). Deutlich sind die Fliessfalten sichtbar, die gegen das Hangende und Liegende allmählich ausklingen. Die Aufnahme stammt von einem Quintnerkalkblock in der Moräne der hintern Val Frisal.

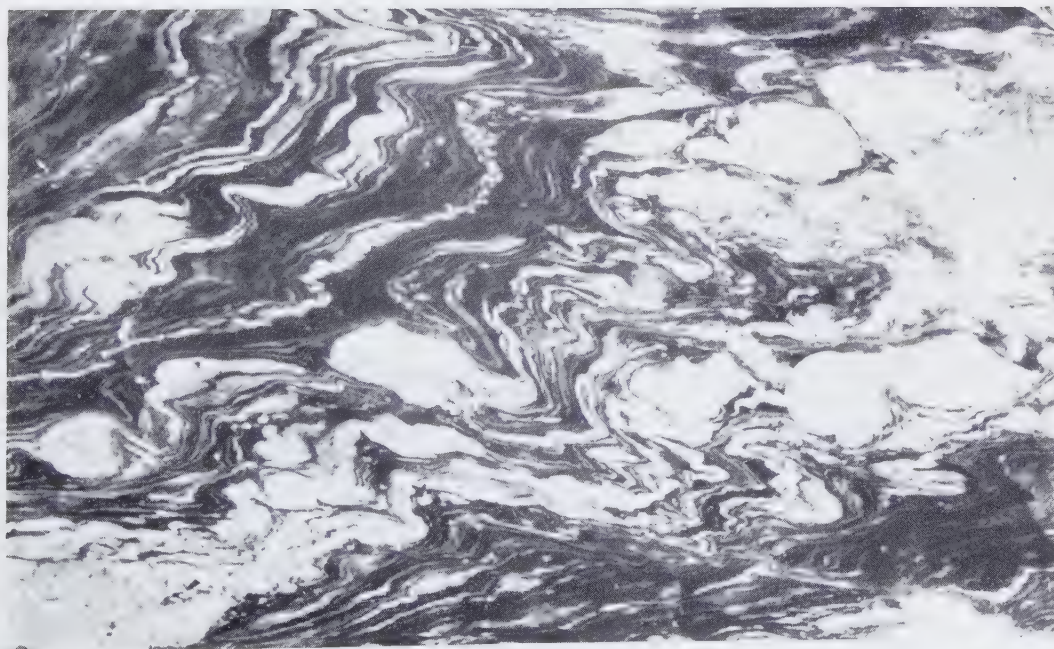
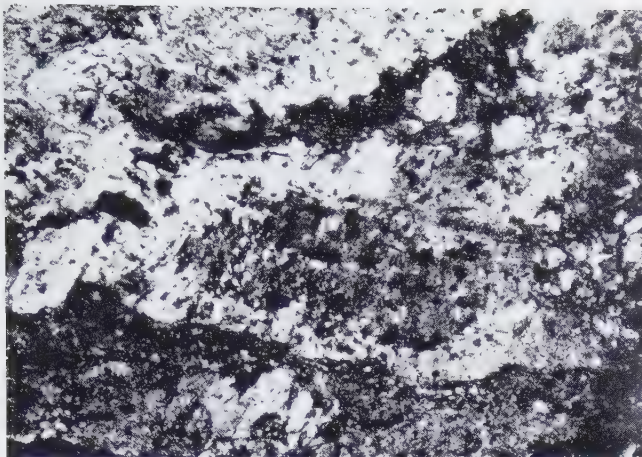
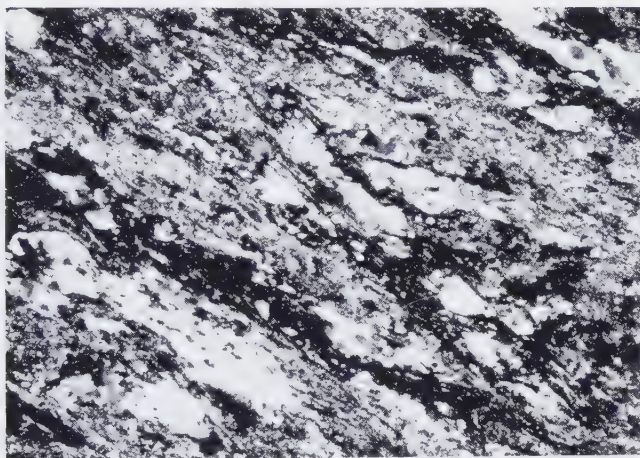


Photo 4 Ein vergrösserter Ausschnitt aus Photo 3. Dank der Dolomitisation sind die Fliessfalten gut sichtbar.



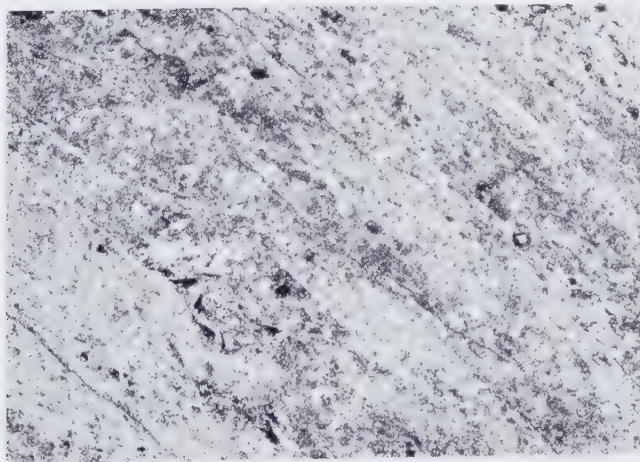
1 mm

Photo 5a Diorit-Kataklasit, in der Bildmitte ein zonar gebauter Plagioklas mit stark saussuritisiertem Kern.



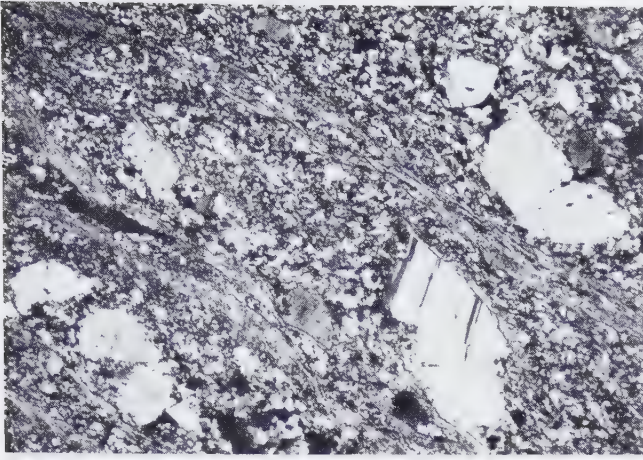
1 mm

Photo 5b Diorit-Mylonit mit deutlicher Parallelstruktur.



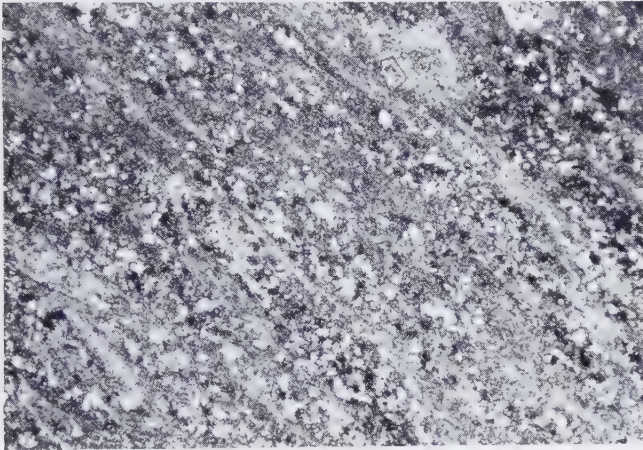
1 mm

Photo 5c Diorit-Ultramylonit, das Gestein ist vollständig zu einem gleichkörnigen Brei zerrieben.



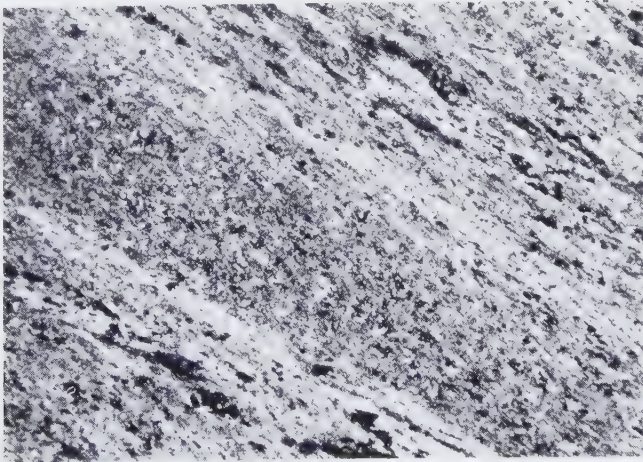
1 mm

Photo 6a Rhyolith-Mylonit, deutlich sind in der feinkörnigen Grundmasse die Bewegungshorizonte zu erkennen, entlang denen sich im mikroskopischen Bereich die riesige Scherfalte des Trunser-Teilmassivs ausbildete.



1 mm

Photo 6b Wie 6a, nur stärker mylonitisiert.



1 mm

Photo 6c Rhyolith-Ultramylonit, das Gestein ist völlig zu einem gleichkörnigen Brei zerrieben.

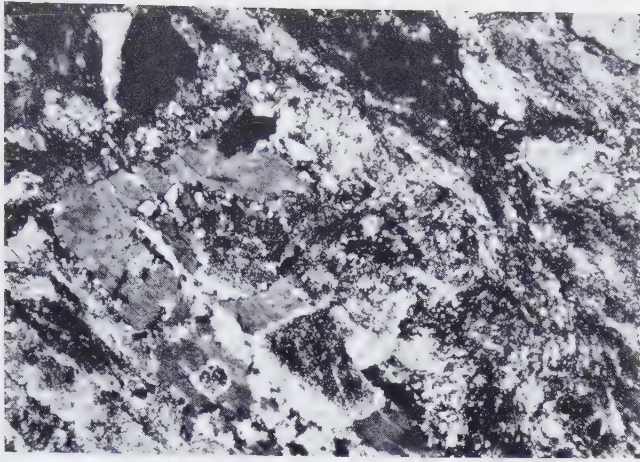


Photo 7a Granodiorit-Mylonit, etwas links der Mitte ein Kalifeldspat mit Einschlüssen von saussuriti-sierten Plagioklasen. Sehr deutlich ist der neu-gebildete Albitrand der Plagioklasse zu sehen.

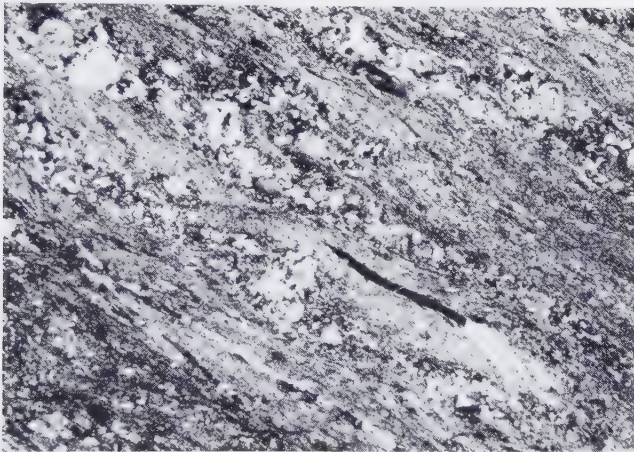


Photo 7b Wie (7a), nur ist die Mylonitisierung weiter fortgeschritten.

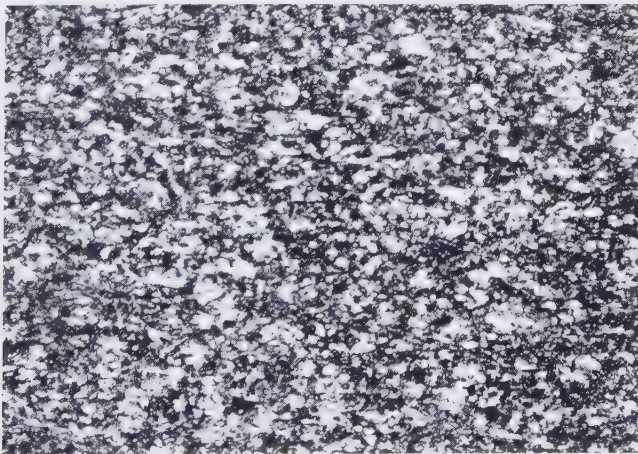
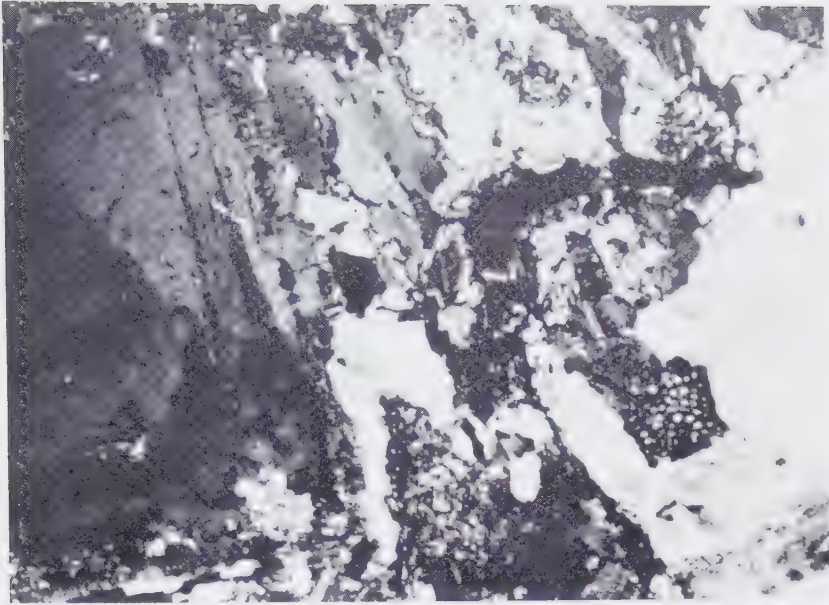
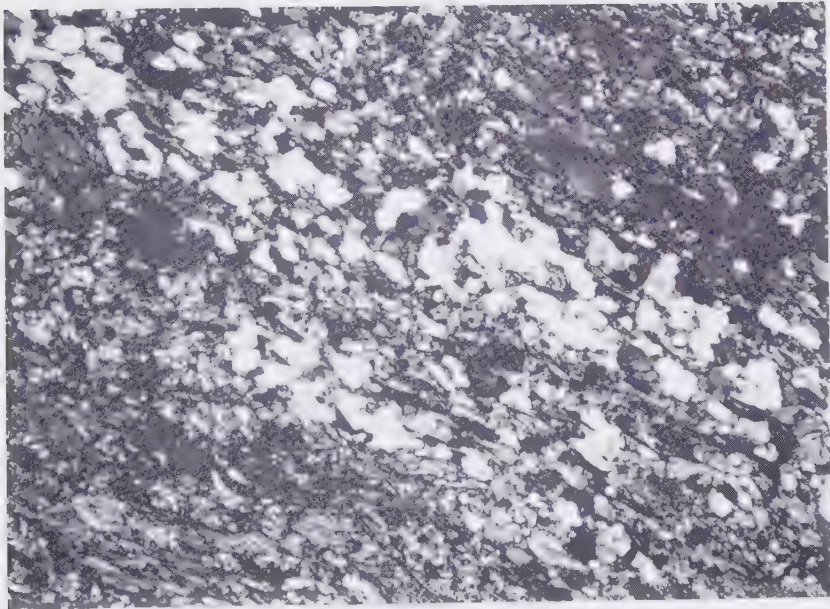


Photo 7c Granodiorit-Ultramylonit, das Gestein ist zu einem nahezu gleichkörnigen Trümmerbrei zerrieben.



1 mm

Photo 8a Syenodiorit-Kataklasit, das Gestein ist noch völlig massig. Rechts unten eine Myrmekitbildung an der Grenze Kalifeldspat/Plagioklas.



1 mm

Photo 8b Syenodiorit-Mylonit, Quarz und Feldspat einerseits sowie die farbigen Mineralien Hornblende und Biotit andererseits sind zu Zügen aggregiert.

Curriculum vitae

von Peter Paul Käch aus Bolken SO, geboren am 18. Februar 1937 in Bolken. 1954–1955 besuchte ich das Realgymnasium in Solothurn. 1955–1958 absolvierte ich das kant. Lehrerseminar in Solothurn, wo ich im Frühjahr 1958 das Primarlehrerpatent erwarb.

Nach dem Militärdienst war ich noch ungefähr ein Jahr als Primarlehrer im Kanton Solothurn tätig. Im Herbst 1959 immatrikulierte ich mich an der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich mit dem Hauptfach Geologie. Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen der folgenden Professoren:

H. Boesch, C. Burri, E. Dal Vesco, F. De Quervain, A. Gansser, F. Gassmann, M. Grünenfelder, E. Hadorn, R. Hantke, H. Jäckli, E. Kuhn-Schnyder, F. Laves, W. Leupold, R. Parker, E. Schumacher, R. Trümpy und B. Ziegler.

Die vorliegende Dissertation wurde unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy ausgeführt.

